



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

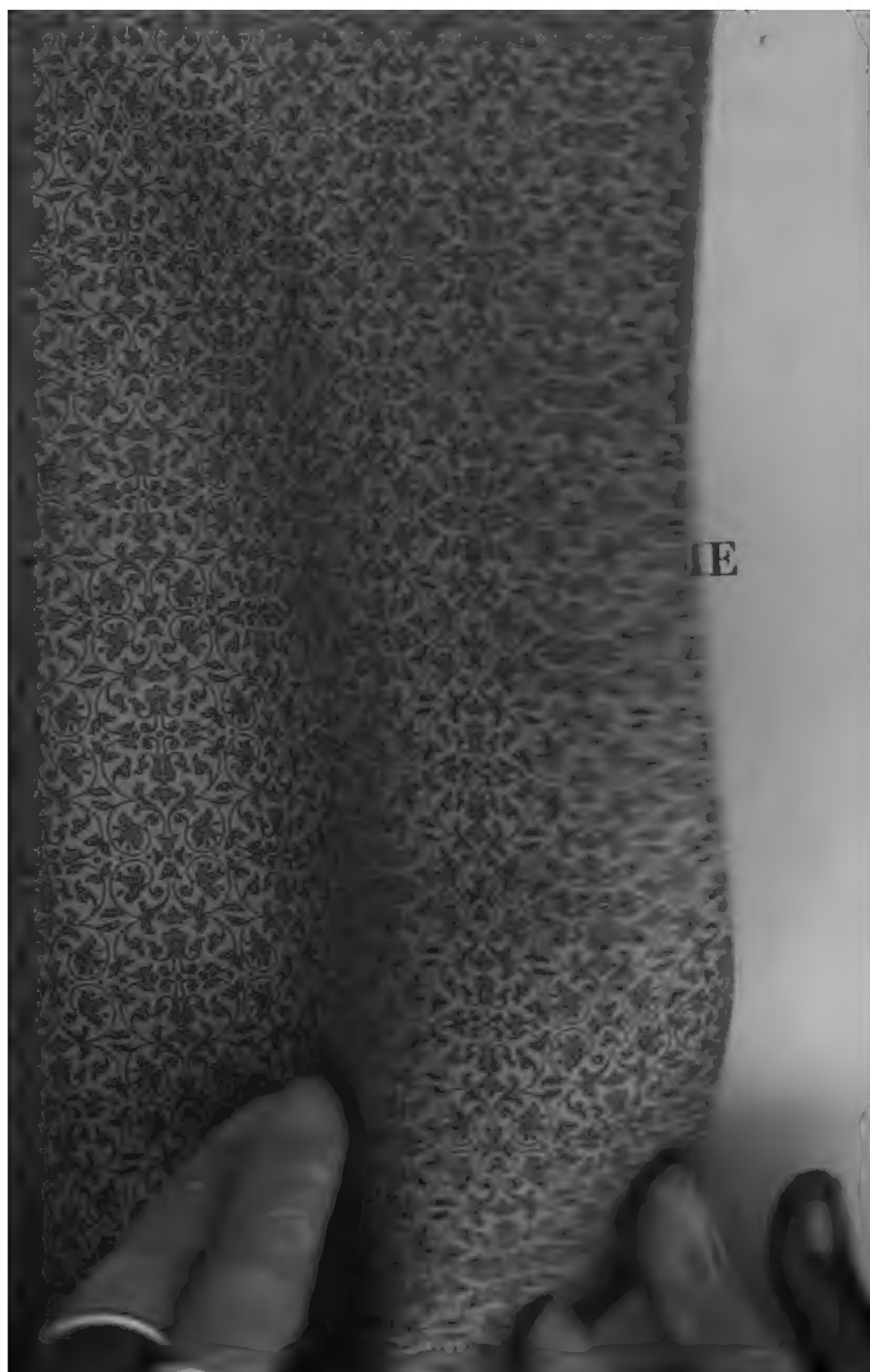
Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>





BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY





ELEMENTE DER GEOLOGIE

*Julia B. Platt.
Leipzig, July 33 '97.*

ELEMENTE
DER
G E O L O G I E

VON

DR. HERMANN CREDNER

ORD. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG UND DIRECTOR DER K. SÄCHS. GEOLOGISCHEN
LANDEUNTERSUCHUNG; K. S. GEHEIMEN BERG RAT.

MIT 607 FIGUREN IN HOLZSCHNITT

8^{te}
ACHTE, NEUBEARBEITETE AUFLAGE

LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1897.

550
C912
ed. 8

Das Recht der Übersetzung haben sich Verfasser und Verleger vorbehalten.

IN DANKBARER ERINNERUNG

AN

SEINEN TEUREN VATER UND LEHRER

D^{R.} HEINRICH CREDNER,

DEN

**UNERMÜDLICHEN FORSCHER IM GEBIETE
NORDDEUTSCHER GEOLOGIE,**

DER VERFASSEN.

Vorwort zur achten, neubearbeiteten Auflage*).

Fünfundzwanzig Jahre sind seit dem ersten Erscheinen meiner »Elemente der Geologie« dahin geschwunden. Im Verlaufe dieses Vierteljahrhunderts hat das geologische Wissen beträchtlich an Umfang und Vertiefung gewonnen. Die Umgestaltungen, welche sich in Folge dessen in unserer Disciplin vollzogen haben, spiegeln sich in den während dieses Zeitraumes erschienenen Auflagen meines Lehrbuches wieder. Wie ich stets bestrebt gewesen bin, dieselben zum Ausdrucke unserer jeweiligen geologischen Kenntnisse und der herrschenden geologischen Überzeugungen zu gestalten, so ist dies auch bei der Bearbeitung dieser neuesten, achten Auflage mein Ziel gewesen. Das hierauf gerichtete Streben hat eine wesentliche Förderung durch die Unterstützung von Seiten wohlwollender Freunde des Buches erfahren. In diesem Sinne bin ich diesmal den Herren E. W. Benecke, F. Beyschlag, E. Geinitz, G. Klemm, R. Lepsius, F. Mühlberg, A. Rothpletz, A. Schenck, E. Schulze, A. Steusloff und E. Stolley, vorzüglich aber den Herren H. Eck, E. Fraas, G. Müller, H. Potonié, T. Sterzel und E. Zimmermann zu lebhaftestem Danke verpflichtet. Gleiche dankbare Anerkennung schulde ich Herrn Fr. Frech für die collegiale Zuvorkommenheit, mit der er mir die Benutzung der das Cambrium, das Silur und das Devon umfassenden Correcturbogen seiner in Bälde erscheinenden *Lethaea palaeozoica* gewährte.

*) Erste Auflage, im Juli 1872. — Zweite Auflage, im November 1872. — Dritte Auflage, im Januar 1876. — Vierte Auflage, im September 1878. — Fünfte Auflage, im November 1883. — Sechste Auflage, im März 1887. — Siebente Auflage, im Juli 1894.

Eine meiner schwierigsten Aufgaben war es, das sich in reicher Fülle aufzwingende Material in den alten, knappen, durch den Erfolg bewährten Rahmen einzufügen. Deshalb gereicht es mir zu freudiger Genugthuung, dass die Seitenzahl des Buches trotz dessen durchgreifender, fast keinen Absatz des Textes verschonender Neubearbeitung, heinah genau dieselbe geblieben ist, wie in der letzten Auflage.

Leipzig, im Juni 1897.

Hermann Credner.

Inhalt.

Einleitung.

	Seite
§ 1. Aufgabe der Geologie	1
§ 2. Einteilung der Geologie	1
§ 3. Hilfswissenschaften der Geologie	2
§ 4. Geologische Litteratur	2

Erster Abschnitt.

Physiographische Geologie.

§ 1. Gestalt und Größe der Erde	5
§ 2. Das specifische Gewicht der Erde	7
§ 3. Temperatur des Erdinneren. Glutiger Erdkern	8
§ 4. Verteilung von Land und Meer auf der Erdoberfläche	11
§ 5. Allgemeine Gruppierung der Continente und Oceane.	12
§ 6. Gliederung der Continentalmassen	12
§ 7. Inseln	13
§ 8. Anscheinende Gesetzmäßigkeit in den Umrissen der Continente	14
§ 9. Absolute und relative Höhe des Bodenreliefs	15
§ 10. Der Meeresgrund	16

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

a. Allgemeines.

	Litteratur	18
§ 1. Aufgabe der Petrographie		18
§ 2. Wesentliche Bestandteile der Gesteine		18
§ 3. Zufällige Bestandteile der Gesteine		19
§ 4. Accessorische Bestandmassen		20
§ 5. Structur der Gesteine		22
§ 6. Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien.		25
§ 7. Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen.		28
§ 8. Classification der Gesteine		34

b. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Classe. Einfache Gesteine.

a. Eisgesteine. 1. Eis	35
b. Chlorid- und Nitratgesteine. 2. Steinsalz	36
c. Sulfatgesteine. 3. Gyps 38. — 4. Anhydrit 39.	
d. Phosphatgesteine. 5. Phosphorit 39.	
e. Carbonatgesteine. 6. Kalkstein 40. — 7. Dolomit 42. — 8. Spateisenstein 43.	

- f. Kieselgesteine. 9. Quarzit 44. — 10. Krystallinischer Quarzsandstein 44. — 11. Kieselschiefer 45.
 g. Silicatgesteine. 12. Hornblendeschiefer 46. — 13. Augitschiefer 47. — 14. Chloritschiefer 47. — 15. Talkschiefer 47. — 16. Serpentin 48.
 h. Oxydische Eisenerze. 17. Brauneisenstein 48. — 18. Roteisenstein 49. — 19. Magneteisenstein 49.
 i. Kohlengesteine. 20. Torf 50. — 21. Braunkohle (Lignit) 50. — 22. Steinkohle (Schwarzkohle) 51. — 23. Anthracit 52. — 24. Graphit 53. — 25. Petroleum (Erdöl) 53. — 26. Asphalt (Erdpech) 54.

2. Classe. Gemengte krystalline Gesteine.

1. Abteilung. Massige Gesteine 54

Tabellarische Übersicht der Massengesteine nach F. Zirkel 56—57

1. Quarzhaltige Orthoklasgesteine.

27. Granit 55. — 28. Granitporphyr 61. — 29. Quarzporphyr 61. — 30. Felsitpechstein und Pechsteinporphyr (Vitrophyr) 65. — 31. Liparit (Quarztrachyt, Rhyolith) 66. — 32. Liparitgläser 68.

2. Quarzfreie Orthoklasgesteine.

33. Syenit 69. — 34. Quarzfreier Orthoklasporphyr 70. — 35. Trachyt 71.

3. Quarzfreie Orthoklas-, Nephelin- oder Leucit-Gesteine.

36. Nephelin-Syenit (Eläolith-Syenit) 73. — 37. Phonolith 74.

4. Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit.

38. Diorit 76. — 39. Porphyrit 77. — 40. Andesit und Dacit 78.

5. Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine.

41. Gabbro 80. — 42. Norit (Hypersthenit und Schillerfels) 82.

6. Plagioklas-Augit-Gesteine.

43. Diabas 83. — 44. Melaphyr 87.

7. Basaltgesteine.

45. Plagioklasbasalt, Dolerit und Anamesit 89. — 46. Nephelinbasalt und Nephelinit (nebst Nephelindolerit) 92. — 47. Leucitbasalt und Leucitit 93. — 48. Melilithbasalt 94. — 49. Basanite und Tephrite 95.

8. Olivengesteine.

50. Peridotite 96.

2. Abteilung. Geschichtete gemengte Gesteine.

51. Gneiß 96. — 52. Granulit und Pyroxengranulit 99. — 53. Hälleflinta 101. — 54. Porphyroid 102. — 55. Glimmerschiefer 103. — 56. Phyllit, Thonglimmerschiefer, Urthonschiefer 104. — 57. Turmalinschiefer 106. — 58. Amphibolit 106. — 59. Eklogit 107. — 60. Flaser-gabbro (Zobtenit) 107. — 61. Olivengesteine 108.

3. Classe. Klastische (Trümmer-) Gesteine.

1. Familie. Lose Haufwerke (Accumulate).

a. Producte mechanischer Zerkleinerung durch das Wasser.

62. Sand, Kies, Seifen, Grus, Gerölle, Geschiebe 108.

b. Lose vulkanische Auswürflinge (Vulkanischer Schutt).

63. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand und Bimssteingeröll 109.

2. Familie. Sandsteine, Conglomerate, Breccien.

64. Sandstein 110. — 65. Conglomerate 112. — 66. Breccien 114.

3. Familie. Thongesteine.

67. Kaolin 115. — 68. Thon, Lehm, Löß 116. — 69. Mergel 117. — 70. Schieferthon 118. — 71. Thonschiefer 118.

4. Familie. Tuffe.

72. Porphyrtuff 120. — 73. Grünsteintuff, Diabastuff 121. — 74. Schalstein 121. — 75. Tuffe der trachytischen und basaltischen Gesteine 121.

Dritter Abschnitt.

Seite

Dynamische Geologie.

Der Vulkanismus.

Begriff des Vulkanismus	124
-----------------------------------	-----

1. Vulkane und ihre Thätigkeit.

Litteratur.	125
---------------------	-----

Begriff eines Vulkanes	126
----------------------------------	-----

a. Die Schicht- (oder Strato-) Vulkane.

§ 1. Charakter derselben	126
§ 2. Untergrund der Vulkane	128
§ 3. Material der Vulkankegel	128
§ 4. Von Lavaströmen geöffnete hufeisenförmige Kratere	130
§ 5. Zusammengesetzte Vulkanberge	131
§ 6. Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen.	132
§ 7. Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln	134
§ 8. Maare	136
§ 9. Räumliche Verknüpfung der Vulkane. Vulkanreihen	137
§ 10. Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer	138
§ 11. Erloschene (ruhende) und thätige Stratovulkane	139
§ 12. Solfataren, Mofetten, Fumarolen	140
§ 13. Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe.	141
§ 14. Die normale Thätigkeit der Vulkane	142
§ 15. Zustand der Eruption	144
§ 16. Lavaströme	147

b. Die massigen Vulkane.

§ 17. Charakter der massigen Vulkane.	151
§ 18. Structur der massigen Vulkane	153
§ 19. Entstehung der Vulkane	154

2. Heiße Quellen (Thermen).

Heiße Quellen, Geysirs	157
----------------------------------	-----

3. Säculare Hebungen und Senkungen des Bodens.

§ 1. Säculare Hebungen und Senkungen. Anhaltspunkte für Constatierung derselben	162
§ 2. Beispiele von Hebungen	163
§ 3. Beispiele von Senkungen	166
§ 4. Hebungen und Senkungen in früheren geologischen Zeiträumen	168

4. Bildung der Gebirge.

Litteratur	171
§ 1. Der Process der Gebirgsbildung	171
§ 2. Die Bruchgebirge	172
§ 3. Die Faltengebirge	172
§ 4. Asymmetrischer Bau der Faltengebirge	174
§ 5. Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfbirge	175
§ 6. Biegsamkeit der Gesteinsschichten	176
§ 7. Transversale Schieferung	177
§ 8. Dynamometamorphismus.	178
§ 9. Entstehung der Continente	180

5. Erdbeben.

§ 1. Begriff derselben.	181
§ 2. Art und Weise der Bewegung des Bodens	182
§ 3. Wirkung der Erdbeben	182
§ 4. Fortpflanzungsweise der Erdbeben. Ihr Ursprungsort.	185
§ 5. Abhängigkeit der Erdbebenwirkung von dem geognostischen Untergrunde.	186

	Seite
§ 6. Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Dauer, Häufigkeit u. Ausdehnung d. Erdbeben	187
§ 7. Seebeben	188
§ 8. Die Ursachen der Erdbeben	189

Die geologische Thätigkeit des Wassers.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug 194

a. Die chemische Thätigkeit des Wassers.

§ 1. Das Wasser	194
§ 2. Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser.	195
§ 3. Die hydrochemischen Processe	197
1. Auflösung	197
2. Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien	200
3. Oxydation	201
4. Carbonatbildungen durch Zersetzung von Silicaten	203
§ 4. Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen.	210
§ 5. Mineralquellen und deren Absätze	215
§ 6. Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen.	217
§ 7. Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schichtenstörungen infolge der unterirdischen Thätigkeit des Wassers	219

b. Die mechanische Thätigkeit des Wassers.

§ 8. Die fließenden Gewässer	222
§ 9. Erosion.	226
§ 10. Längs- und Querthäler	229
§ 11. Der Process der Thalbildung	230
§ 12. Ausweitung der Erosionsschluchten, Bergstürze	233
§ 13. Riesentöpfe und Erdpyramiden	234
§ 14. Denudation	235
§ 15. Transport und Absätze von seiten fließender Gewässer	236
§ 16. Deltas	239
§ 17. Die mechanische Thätigkeit des Meeres	241

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

§ 1. Wesen der Gletscher	245
§ 2. Innerer Bau der Gletschermasse	246
§ 3. Bewegung der Gletscher	247
§ 4. Untere Grenze der Gletscher.	250
§ 5. Verbreitung der Gletscher.	251
§ 6. Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen	253
§ 7. Erosion durch Gletscher	258
§ 8. Eisberge	259

Die geologischen Wirkungen der Winde.

§ 1. Äolischer Transport von vulkanischen Aschen	260
§ 2. Flugsand. Dünen	264
§ 3. Staubfälle. Bildung des Lößes	263
§ 4. Deflation, Sandgebläse, Sandschliffe	264

Das organische Leben als geologisches Agens.

§ 1. Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Thätigkeit vermittelten Vorgänge	265
---	-----

a. Reduction durch verwesende Organismen.

§ 2. Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz	267
--	-----

b. Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Thätigkeit.

§ 3. Die Bauten der Riffkorallen	270
§ 4. Kalkabscheidung durch Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen und Algen	272

c. Aufspeicherung von Kohlenstoff durch pflanzliche Thätigkeit.

§ 5.	Der Verkohlungsprocess und die kohlenbildenden Pflanzen	273
§ 6.	Gasquellen als Producte der Zersetzung vegetabilischer Substanzen.	278
§ 7.	Schlammvulkane als Resultate organischer Zersetzungen	279

Die Zeit als geologischer Factor.

Größe der geologischen Zeiträume	280
--	-----

Vierter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

§ 4.	Aufgabe der petrogenetischen Geologie	283
------	---	-----

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2.	Die Entstehung der Eruptivgesteine	283
§ 3.	Charakteristische Kennzeichen der Eruptivgesteine	286
§ 4.	Die vulkanischen Gesteine.	287
§ 5.	Die plutonischen Gesteine.	289
§ 6.	Veränderungen des Nebengesteines durch Eruptivgesteine (Contactmetamorphose)	294

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 7.	Entstehung und Material der Sedimentärgesteine	300
§ 8.	Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine	302
§ 9.	Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges.	302
§ 10.	Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges.	303
§ 11.	Organogene (zoogene und phytogene) Sedimentärgesteine	307
§ 12.	Die Entstehung der Kalksteine und Dolomite.	309
§ 13.	Die Ansichten über die Entstehung der archaischen Gneiß- und krystallinischen Schieferformation	312
	Allgemeiner Metamorphismus oder Regionalmetamorphismus	313
	Plutonischer Metamorphismus.	313
	Tectonischer Regionalmetamorphismus	314
	Hydrochemischer Regionalmetamorphismus.	315

C. Die äolischen Gesteine.	317
------------------------------------	-----

Fünfter Abschnitt.

Tectonische Geologie.

Aufgabe derselben	318
-----------------------------	-----

a. Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 4.	Die Schicht	318
§ 2.	Schichtenreihen	321
§ 3.	Schwebende Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung.	322
§ 4.	Schichtenstörungen durch Faltung	325
§ 5.	Schichtenstörungen durch Absenkung	329
§ 6.	Schichtenstörungen durch Spaltungen und Verwerfungen	330
§ 7.	Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zu einander	333
§ 8.	Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge	334

b. Die massigen Gebirgsglieder.

§ 9.	Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder	337
§ 10.	Die Absonderungsformen der massigen Gesteine	343

c. Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

§ 11.	Wesen und Entstehung der Mineralgänge	344
§ 12.	Material und Structur der Mineralgänge.	346
§ 13.	Tectonisches Verhältniß der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine	349
§ 14.	Verhältniß mehrerer Gänge zu einander	350

Sechster Abschnitt.
Historische Geologie.

a. Einleitendes.

Litteratur 352

§ 1. Die Aufgabe der historischen Geologie 352

§ 2. Abstammungs-, Descendenz- oder Transmutationstheorie 354

§ 3. Geologische Perioden und Formationen 357

§ 4. Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Facies gleich-
alteriger Ablagerungen 359

§ 5. Grenzen der Formationen nach oben und unten 360

§ 6. Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichten-
complexen 364

§ 7. Gliederung der Entwicklungsgeschichte und der entsprechenden Schichten-
reihe der Erdkruste in Perioden und Formationen 363

Tabellarische Übersicht der Perioden und Formationen 366

Abstammung und frühester Zustand der Erde (Kant'sche Hypothese). 370

b. Formationslehre.

Die Fundamental-Formation (Erstarrungskruste). 374

A. Die archaische Formationsgruppe.

Litteratur 373

Charakteristik derselben 373

Die Ur-Gneißformation.

Petrographischer Charakter. 374

Mächtigkeit und tectonische Verhältnisse. 379

Lagerungsverhältnisse der Ur-Gneißformation zu den übrigen Formationen 380

Verbreitung 384

Die krystallinische Schieferformation.

Petrographischer Charakter. 382

Gliederung 385

Die tectonischen Verhältnisse 386

Verbreitung 386

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der archaischen Formationen 386

B. Die paläozoische Formationsgruppe.

Charakteristik und Gliederung derselben 389

Das Präcambrium (Algonkium).

Litteratur 392

Petrographischer Charakter. 392

Organische Reste 393

Beispiele präcambrischer Formationen 393

Die cambrische Formation.

Litteratur 397

Petrographischer Charakter. 398

Paläontologischer Charakter 398

Dreigliederung und Verbreitung. 400

Gliederung und Parallelisierung des Cambriums verschiedener Länder 402

Die silurische Formation.

Petrographischer Charakter. 406

Paläontologischer Charakter 407

Zweiteilung der Silurformation 415

Geographische Verbreitung und Gliederung. 416

Eruptivgesteine in silurischen Territorien 424

Gliederung und Parallelisierung der silurischen Formationen verschiedener Länder 425

	Seite
Die devonische Formation.	
Litteratur	426
Petrographischer Charakter.	427
Paläontologischer Charakter	429
Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe.	436
Old-red-sandstone-Facies	436
Geographische Verbreitung der Devonformation und ihre Gliederung.	437
Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete devonischer Formationen	445
Gliederung und Parallelisierung devonischer Formationen verschiedener Länder . .	446
Die carbonische oder Steinkohlenformation.	
Litteratur	449
Petrographischer Charakter.	450
Paläontologischer Charakter	451
Zweiteilung und verschiedene Facies der carbonischen Formation	464
Geographische Verbreitung	467
Die Bildung der Steinkohlenflötze	477
Eruptivgesteine, Schichtenstörungen und Gangbildungen im Gebiete carbonischer Formationen	480
Die Glossopteris-Facies und die Eiszeit des Obercarbons	486
Die permische Formation oder die Dyas.	
A. Die Binnenfacies des Perm	488
Die Dyas Deutschlands	488
Litteratur	488
1. Das Rotliegende.	
Petrographischer Charakter.	489
Paläontologischer Charakter	490
Gliederung	494
Gesteinseruptionen während der Ablagerung des Rotliegenden	498
2. Die Zechsteinformation.	
Charakteristik, Gliederung und organische Reste.	504
Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe	508
Verbreitung der deutschen Dyas	509
Die permische Formation Englands.	510
Die permische Formation Frankreichs	511
Die permische Formation der südtiroler Alpen	511
Die permische Formation Centralrusslands	512
Die permische Formation im Osten Nordamerikas	512
B. Die pelagische Facies des Perm.	513
Rückblick auf die Entwicklung des organischen Lebens während der paläozoischen Zeitalter	514
C. Die mesozoische Formationsgruppe.	
Charakteristik und Gliederung	515
Die Trias.	
Charakteristik	516
A. Die Binnenfacies der Trias.	
Die deutsche Trias.	
Litteratur	517
Gliederung	519
1. Der Buntsandstein.	
Petrographischer Charakter.	519
Erzföhrung.	521
Paläontologischer Charakter	521
Gliederung des Buntsandsteins	523
Tabellarische Gliederung des Buntsandsteines	524

	Seite
2. Der Muschelkalk.	
Petrographischer Charakter	525
Erzführung	526
Paläontologischer Charakter	527
Gliederung der Muschelkalkformation	530
Tabellarische Übersicht über die Gliederung des Muschelkalkes	532
3. Der Keuper.	
Petrographischer Charakter	535
Paläontologischer Charakter	535
Gliederung	537
Tabellarische Übersicht der Gliederung des Keupers	539
Verbreitung der Trias in Deutschland	542
Lagerungsverhältnisse der deutschen Trias	544
Die englische Trias (New Red Sandstone).	
Charakteristik	545
Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.	
Charakteristik	546
Die Karoo- und obere Gondwanaformation	548
B. Die pelagische Facies der Trias.	
Die alpine Trias.	
Litteratur	549
Charakteristik	550
Gliederung der pelagischen Trias	552
Die Gliederung der alpinen Trias	553
I. Der alpine Buntsandstein	554
Werfener Schichten	554
II. Der alpine Muschelkalk	554
III. Obere alpine Trias	555
1. Norische Stufe (Ladinische Stufe)	555
2. Karnische Stufe	557
3. Juvavische Stufe	558
4. Rhätische Stufe	560
Eruptivgesteine der alpinen Trias	561
Die außeralpine pelagische Trias.	
Ausbildung und Verbreitung	562
Der Jura.	
Litteratur	563
Charakteristik	564
4. Der Lias.	
Petrographischer Charakter	566
Lagerungsverhältnisse	567
Allgemeiner paläontologischer Charakter	567
Allgemeine Gliederung des Lias	570
Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen	574
Lias der Alpen	578
2. Der Dogger oder braune Jura.	
Petrographischer Charakter	578
Allgemeiner paläontologischer Charakter	579
Allgemeine Gliederung des Doggers	581
Speziellere Gliederung des Doggers in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen	584
Der Dogger der Alpen	587
Der Dogger Englands und Frankreichs	587
3. Der weiße oder obere Jura (Malm).	
Petrographischer Charakter	588
Paläontologischer Charakter	589

	Seite
Allgemeine Gliederung	593
Speciellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland	599
Tabellarische Übersicht über die Gliederung des oberen Jura	600
Klimatische Facies der Juraformation	603
Geographische Verbreitung der Juraformation	604
Die Kreideformation.	
Litteratur	611
Charakteristik und petrographischer Charakter	612
Paläontologischer Charakter der Kreide	614
Südliche und nördliche Kreidefacies	619
Gliederung der Kreideformation	620
I. Untere Kreide.	
Neocom oder Hils, nebst Wealden	620
Wealdenformation	622
Gault	626
Specielle Gliederung der norddeutschen unteren Kreide	628
Südliche Facies der unteren Kreide	629
Tabellarische Gliederung der unteren Kreide	630
II. Obere Kreide.	
Cenoman	631
Turon	632
Senon	632
Specielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands und Nordfrankreichs	637
Südliche Facies der oberen Kreide	639
Tabellarische Gliederung der oberen Kreide	642
Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide	644
Lagerungsverhältnisse	653
Ganggebilde im Gebiete der Kreide	655
<hr/>	
Rückblick auf die Entwicklung des organischen Lebens während der mesozoischen Zeitalter	658
D. Die känozoische Formationsgruppe.	
Die Tertiärformation.	
Charakter der Tertiärperiode und Gliederung des Tertiärs	658
Das Alttertiär.	
Das Eocän.	
Tabellarische Übersicht	664
Das Eocän im südlichen England	664
Das Eocän des Pariser Beckens	667
Das Eocän des Südens	670
Das Alttertiär der Rocky Mountains	672
Das Oligocän.	
Das Oligocän in Südengland	673
Tabellarische Übersicht	674
Das Oligocän im Pariser Becken	675
Das Oligocän in der Schweiz	676
Das Tertiär des Elsass	677
Die Bohnerzformation	678
Das Oligocän in Norddeutschland	679
a) Die norddeutsche Braunkohlenformation	680
b) Die marinen Gebilde	683
c) Tabellarische Übersicht	688
Das Neogen (Jungtertiär).	
Das Miocän und Pliocän. Allgemeiner paläontologischer Charakter	688
Das Becken von Mainz	692
Tabellarische Übersicht des Neogens	693

	Seite
Das Wiener Becken	696
Das Jungtertiär Norddeutschlands	700
Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns.	702
Der Crag Englands	703
Das Pliocän Italiens	704
Pliocäner Knochenlehm von Pikermi.	705
Das Jungtertiär Nordamerikas	705
Die Siwalikformation	705
Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärformation	706
Vulkanische Eruptionen während der Tertiärperiode.	706

Das Quartär.

Das Diluvium.

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glacialgebiet	712
Frictionserscheinungen	715
Die Grundmoräne.	716
Localfacies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes	717
Riesentöpfe und Sölle	718
Geschichtetes Glacial- und Interglacialdiluvium. Dessen organische Reste . . .	719
Glaciale Rückzugsgebilde	720
Stromsysteme Norddeutschlands während der Glacialzeit	722
Jung- und postglaciale marine Ablagerungen	723
Gliederung des norddeutschen Glacialdiluviums.	724
2. Das britische Glacialgebiet	726
3. Das alpine Glacialgebiet	727
Gletscher der Mittelgebirge	731
4. Nordamerikanisches Glacialgebiet.	731
Diluviale Kalktuffe, Knochenhöhlen, Löß und Schotter	733
Diluviale Flussschotter. Diluvium des Rheinthaies	739
Über den allgemeinen Charakter der Fauna Centraleuropas während der Diluvialzeit	740
Diluvialfauna Sibiriens, Amerikas, Australiens	744
Der Mensch der Diluvialzeit	746

Das Alluvium.	750
------------------------------	------------

Register	752
--------------------	-----

Einleitung.

§ 1. Aufgabe der Geologie. Die Geologie fasst die Erde als ein kosmisches Individuum auf, dessen Aufbau, dessen Kraftäußerungen und dessen Entwicklungsgeschichte sie zu erforschen hat. Sie bezweckt demnach nicht allein das Studium des fertigen Erdganzen und seiner einzelnen Glieder, — ihr Endziel ist vielmehr die Ergründung der Geschichte unseres Planeten und seiner Bewohner. Sie soll versuchen, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen und das Wirken der bei diesem Entwicklungsprocesse thätigen Naturkräfte zu ermitteln; sie soll versuchen, von den Zuständen der Erde während verflossener Perioden, von den jeweiligen Faunen und Floren auf ihrer Oberfläche, von der Verteilung von Festland und Meer, von den klimatischen und vulkanischen Erscheinungen früherer Zeitalter ein Bild zu gewinnen und endlich die allmählichen Veränderungen zu verfolgen, welchen alle diese Verhältnisse im Laufe der Entwicklungsgeschichte der Erde unterworfen waren.

Die Geologie liefert nach alledem nicht eine nackte Naturbeschreibung, ihre Aufgabe ist ebensoviel geschichtlicher Art; — sie ist die Lehre von dem Erdkörper in seiner gegenwärtigen Erscheinungsweise und Zusammensetzung sowie von seiner allmählichen Entwicklung.

§ 2. Einteilung der Geologie. Die Erforschung des Erdkörpers hat folgende, sich logisch auseinander entwickelnde Fragen aufzustellen und zu beantworten:

1. Welches ist die Gestalt, Größe und Oberflächenbeschaffenheit, welches sind die physikalischen Verhältnisse der Erde? Darauf antwortet die physiographische Geologie.

2. Aus was für Material besteht der uns zugängige Teil der Erde? Darüber handelt die petrographische Geologie.

3. Welche Kräfte haben bei der ursprünglichen Bildung und allmählichen Veränderung des Gesteinsmaterials, sowie der Oberflächengestaltung der Erde mitgewirkt und wirken noch jetzt? Auskunft erteilt die dynamische Geologie.

4. Auf welche Weise haben sich unter Mitwirkung dieser Kräfte die verschiedenartigen Gesteine gebildet? Damit befasst sich die petrogenetische Geologie.

5. Wie sind die Gesteine zum Aufbau der Erdveste benutzt worden, wie sind sie zum Ganzen verbunden, welches ist die Architektonik der Erde? Diese Frage behandelt die tektonische Geologie.

6. Welches ist die Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner? eine Frage, welche die historische Geologie zu beantworten sucht.

§ 3. Hilfswissenschaften der Geologie. Die Aufgaben der Geologie sind, wie aus dem eben Gesagten hervorgeht, so vielseitig, dass sich diese auf sämtliche übrige Zweige der Naturwissenschaften stützen muss. Eine ihrer wesentlichsten Grundlagen bietet die Mineralogie. Die Einzelkörper, welche das Material zum Aufbau der Erdkruste geliefert haben, sind die Mineralien, deren Eigenschaften, deren Bildung und Umbildung die Mineralogie lehrt. Bis zur Ermittlung der Mineralien, aus welchen die Gesteine des festen Erdkörpers zusammengesetzt sind, geht der Geolog beim Zergliedern des Erdganzen zurück, ihre Kenntnis aber setzt er voraus.

Die Paläontologie, die Wissenschaft von den Faunen und Floren der Vorwelt, muss als eine der Hauptgrundlagen des geologischen Studiums betrachtet werden. Sie giebt die Möglichkeit, die viele tausend Meter mächtige Aufeinanderfolge von Gesteinsschichten in zusammengehörige Complexe (Formationen) zu scheiden, sie lehrt, das Alter der einzelnen Gesteinsbildungen zu constatieren, sie liefert Mittel, zwei wenn auch noch so weit von einander entfernte Schichten hinsichtlich ihres Alters zu vergleichen, sie giebt Andeutungen über die physikalische Geographie früherer Perioden und spricht endlich in der unsere Zeit bewegenden Frage über die Entwicklungsgeschichte der Organismen das entscheidende Wort.

Die Chemie, die Lehre von den Veränderungen bei der Einwirkung der Materien aufeinander, macht die Deutung der Gesteinsentstehung, die Verfolgung der Vorgänge beim Werden und bei der Umbildung der Gesteine möglich und giebt durch die chemische Analyse Mittel zu Gesteinsuntersuchungen an die Hand.

Auch die Physik steht in mannigfaltigster Beziehung zur Geologie. Ist doch die Mineralogie zum großen Teile eine physikalische Wissenschaft und sind doch die Fragen nach dem specifischen Gewicht der Erde, nach den Temperaturverhältnissen des Erdinnern, nach dem Erdmagnetismus rein physikalischer Natur.

Ebenso innig ist das Verhältnis der Astronomie zur Geologie. Sie belehrt uns über die Stellung unseres Planeten im Weltsystem, sie berechnet die Dimensionen und die allgemeine Form der Erde und giebt Andeutungen über die ursprünglichsten Zustände derselben.

Zwischen Geographie endlich und Geologie lassen sich überhaupt keine scharfen Grenzen ziehen. Die Oberflächenbeschaffenheit der Erde ist eben der Ausdruck des geologischen Baues derselben und das Endproduct der Summierung der Resultate aller früheren geologischen Vorgänge.

§ 4. Geologische Litteratur. Die wissenschaftliche Entfaltung der Geologie war abhängig von der Entwicklung der Chemie, Mineralogie und

Paläontologie und gehört wie die ihrer eben genannten Hilfswissenschaften der neuesten Zeit an. Trotzdem hat ihre Litteratur bereits eine große Ausdehnung gewonnen, wie die Litteraturangaben über und in jedem einzelnen Abschnitte dieses Lehrbuches beweisen, obwohl an diesen Stellen nur einige wenige der wichtigsten Publicationen angeführt werden konnten.

a) Von **Handbüchern**, welche das ganze Gebiet der Geologie umfassen, sind zu erwähnen:

- C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 3 Bände, 2. Aufl. Leipzig 1858 bis 1872.
- W. von Gümbel (Geologie von Bayern. 1. Teil, Grundzüge der Geologie. 1885 bis 88.
- M. Neumayr, Erdgeschichte. 2 Bände. 2. Aufl. bearb. von V. Uhlig. Leipzig 1895.
- E. Kayser, Lehrbuch der Geologie. Stuttgart 1894—93.
- A. Geikie, Text-Book of geology. London. 2. edit. 1883.
- J. D. Dana, Manual of geology. 4. edit. New York and London 1895.
- A. de Lapparent, Traité de Géologie. 3. ed. Paris 1893.
- F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.
- K. von Fritsch, Allgemeine Geologie. Stuttgart 1888.

b) **Lehrbücher einzelner geologischer Disciplinen**; z. B. über Formationslehre, Petrographie, Erzlagerstättenlehre und einzelne Abschnitte der dynamischen Geologie.

c) **Monographische Arbeiten**. Dieselben behandeln teils gewisse Gesteinsarten oder Schichtencomplexe, teils den geologischen Bau gewisser Gegenden, oder endlich geologische Vorgänge und bilden die Hauptmasse der Litteratur. Zahlreiche dieser Publicationen, ebenso wie die Lehrbücher einzelner geologischer Disciplinen werden sich über und in den Abschnitten dieses Lehrbuches citiert finden. Die Mehrzahl der Monographien ist enthalten in den

d) **geologischen Zeitschriften**, nämlich:

- Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, gegründet von K. C. von Leonhard u. H. G. Bronn 1830, fortgesetzt von G. Leonhard u. H. B. Geinitz, seit 1879 herausgegeben von Benecke, Klein und Rosenbusch, seit 1885 von Bauer, Dames, Liebisch. (Abkürzung = N. Jahrb.)
- Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, erscheint seit 1848 in Berlin. (Abkürzung = Z. d. D. geol. Ges.)
- Jahrbuch der königl. preußischen geologischen Landesanstalt. Berlin; seit 1880. (Abkürzung = Jahrb. d. k. pr. geol. La.)
- Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, erscheint seit 1850 in Wien. (Abkürzung = Jahrb. d. k. k. geol. R.)
- Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien; seit 1867.
- Geological Magazine. London. Erscheint seit 1864.
- Quarterly Journal of the geological Society of London.
- Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
- Bulletin de la Société géologique de France.
- Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Firenze.
- Journal of Geology. Chicago. Seit 1893.

e) **Geologische Karten**, begleitet von Profilen, sind der graphische Ausdruck unseres geologischen Gesamtwissens über eine Gegend. Als Beispiele mögen angeführt werden:

- Internationale geologische Karte von Europa. 1 : 1 500 000. Berlin. Blatt 4. 1894.
- von Dechen, Geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich, England und den angrenzenden Ländern, 2. Ausgabe. 1869.

- von Dechen, Geologische Karte von Deutschland. Berlin 1869. 2. Aufl. 1884.
- R. Lepsius, Geologische Karte des Deutschen Reichs. 27 Blätter. 1 : 500 000. Gotha. Seit 1894.
- Geologische Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Herausgegeben unter Leitung von Beyrich und Hauchecorne. Mit erläuterndem Texte. 1 : 25 000. Berlin. Seit 1870 im Erscheinen begriffen.
- Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen. Bearbeitet unter der Leitung von H. Credner. Mit erläuternden Texten. 1 : 25 000. Leipzig. Seit 1877 im Erscheinen.
- Geognostische Karte des Königreichs Bayern und der angrenzenden Länder von C. W. Gümbel. 1 : 500 000. München 1855.
- Geologische Specialkarte von Elsass-Lothringen. Straßburg. 1 : 25 000. Bearb. unter der Leitung von E. W. Benecke.
- Geologische Specialkarte des Großherzogs. Baden. Bearbeitet unter der Leitung von H. Rosenbusch. 1 : 25 000. Heidelberg.
- Geologische Specialkarte des Großherzogs. Hessen. Bearbeitet unter der Leitung von R. Lepsius. 1 : 25 000. Darmstadt.
- Geogn. Übersichtskarte des Schwarzwaldes von H. Eck. 1 : 200 000. Lahr 1885 u. 1887.
- Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen von A. von Dechen. 1 : 80 000. Berlin 1855—65. 2. Aufl. 1882. (Übersichtskarte derselben Provinzen. 1 : 500 000. 2. Aufl. Berlin 1883.)
- Geognostische Übersichtskarte des Harzgebirges von K. A. Lossen. 1 : 400 000. Berlin.
- Geognostische Karte vom Herzogtum Braunschweig von A. v. Strombeck. 1 : 400 000. Braunschweig 1856.
- Geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harze von Jul. Ewald. 1 : 400 000. Berlin 1864.
- Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge. 1 : 400 000, Berlin.
- Geognostische Karte von Oberschlesien von Ferd. Römer. 42 Blätter. 1 : 400 000. Berlin.
- Geologische Übersichtskarte von Schlesien von G. Gürich. 1 : 400 000. Breslau 1890.
- Geologische Karte von Österreich von Fr. v. Hauer. 5. Aufl. von E. Tietze. 1 : 2 016 000. Wien 1896.
- Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie von Fr. v. Hauer. 1 : 570 000. Wien; seit 1867 im Erscheinen begriffen.
- Geol. Übersichtskarte der Alpen von F. Noë. 1 : 4 000 000. Wien 1890.
- Geologische Karte der Schweiz von Heim, Baltzer, v. Fritsch, v. Fellenberg, Mösch u. A. 1 : 400 000. Bern.
- Geologische Übersichtskarte der Schweiz von A. Heim und C. Schmidt. 1 : 500 000. Zürich 1894.
- Carta geologica d'Italia. 1 : 4 444 444. Roma 1884.
- Carte géologique de la France. 1 : 4 000 000. Paris 1888.
- Geolog. Kaart van Nederland door W. O. H. Staring. 24 Blätter. 1 : 200 000. Haarlem 1858—1867.
- Geolog. Karte von Schweden. Stockholm; seit 1862 in Publication begriffen. Redigiert von A. Erdmann, nach diesem von A. Torell. 1 : 50 000.

Erster Abschnitt.

Physiographische Geologie.

A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. 2 Bände. Stuttgart 1894.

A. Supan. Grundzüge der physischen Geographie. Leipzig 1896.

Die große Mannigfaltigkeit in der Beschaffenheit der Erdoberfläche ist das Resultat aller der Einzelvorgänge, welche wir unter dem Begriffe des Entwicklungsprocesses unseres Planeten zusammenfassen. Dieser Erfahrungssatz giebt die Mittel an die Hand, aus gewissen physikalischen Verhältnissen der Erde Rückschlüsse auf deren Entwicklungsgeschichte selbst zu machen. Auf die gedrängte Beschreibung derjenigen Erscheinungen des Erdganzen, in welchen die frühesten Zustände unseres Planeten am unverkennbarsten ihren Ausdruck gefunden haben, also namentlich der Gestalt unserer Erde, der Temperaturverhältnisse des Erdinnern, der Verteilung des Festlandes und der Meere, muss sich der der physiographischen Geologie gewidmete Abschnitt dieses Handbuches beschränken.

§ 1. Gestalt und Grösse der Erde. Die Gestalt der Erde nähert sich trotz zahlreicher örtlicher Abweichungen am meisten einem mit Polarabplattung versehenen Rotationsellipsoid, dessen Äquatorialdurchmesser 1719, dessen Achse 1713 geographische Meilen beträgt. Die Abplattung an jedem der Pole beläuft sich somit nur auf drei Meilen*), so dass die Abweichung von der Kugelform nur eine äußerst geringe ist.

Die Ellipsoidgestalt der Erde wurde vorzugsweise durch Gradmessungen constatiert, welche freilich, so lange als die Kugelgestalt der Erde für zweifellos galt, allein die Ermittlung der Erdgröße zum Zwecke hatten und erst später, als durch Pendelbeobachtungen Zweifel an der Richtigkeit der bisherigen Ansicht rege wurden, auf Feststellung der Abweichungen der Erdfiguration von der Kugelform gerichtet waren.

*) Nach Clarke ist der Äquatorialhalbmesser = 6 378 490 m, — der Polarhalbmesser = 6 356 455 m, die Abplattung = $\frac{1}{293}$, letztere nach Helmert = $\frac{1}{296}$.

Die Messungen der Größe der Erde beruhen auf dem Satze, dass wir den Durchmesser einer Kugel berechnen können, sobald ein Bogen eines ihrer größten Kreise, also eines Meridians der vorausgesetzten Erdkugel, sowohl nach seinem Winkel-, als auch nach seinem Linearmaße gegeben ist. Die Winkelgröße eines Meridianbogens wurde mit Hilfe astronomischer Beobachtungen, die Länge desselben durch Messung mit der Kette oder durch Triangulation festgestellt und nach dem Satze, dass sich der Meridianwinkel zum Kreis, also zu 360° , wie der Meridianbogen zum ganzen Meridian verhält, die Größe des letzteren berechnet.

Die Entdeckung des Jahres 1672, dass das aus höheren Breiten nach dem Äquator gebrachte Secundenpendel eine geringere Anzahl von Schwingungen macht als früher, also verkürzt werden muss, um seinem Zwecke zu entsprechen, erschütterte das Theorem von der Kugelgestalt der Erde, auf deren Oberfläche die Schwerkraft, also auch die Zahl der Pendelschwingungen überall die gleiche gewesen sein würde. Die oben erwähnten Beobachtungen gaben deshalb Newton und Huyghens Veranlassung, die Erde als ein an den Polen seiner Umdrehungsachse abgeplattetes Rotations-sphäroid anzusprechen. Die Richtigkeit dieser Folgerung sollte namentlich durch Gradmessungen entschieden werden, welche darauf gerichtet sein mussten, zu constatieren, ob die Meridianbogen gleicher Winkel, also z. B. eines Grades in höheren und niederen Breiten, gleich, oder ob sie nach den Polen zu größer als am Äquator seien, wie es bei Ellipsen mit Polarabplattung der Fall ist. Zwei zu diesem Zwecke in den Jahren 1735 und 36 abgesandte französische Expeditionen stellten in Lappland und in Peru Gradmessungen an, deren Resultate die Theorie von der ellipsoidischen Gestalt der Erde vollkommen bestätigten *).

Auch durch Pendelschwingungen ist die Gestalt der Erde bestimmbar. Diese Möglichkeit beruht auf dem Gesetze, dass die Schwerkraft quadratisch mit der Entfernung vom Schwerpunkte abnimmt. Da nun gleich lange Pendel an den Polen schneller schwingen als an dem Äquator, die Länge des Secundenpendels also von den Polen nach dem Äquator abnimmt**), so müssen erstere dem Schwerpunkte der Erde näher liegen, als der letztere, die Meridiane also Ellipsen sein.

Die geometrische Gestalt der Erde bezeugt die Art ihres Urzustandes. Ihre Form als Rotationsellipsoid deutet darauf hin, dass sich ihr Material ursprünglich in einem plastischen, einem flüssigen Zustande befunden hat, und zwar erhält die Ansicht der Geologen, dass derselbe ein glutflüssiger gewesen, durch Beobachtungen, welche in späteren

*) Länge eines Meridiangrades in Lappland = 444,949 km; in Peru 440,608 km.

**) Länge des Secundenpendels auf St. Thomas = 990,887 mm; auf Spitzbergen = 996,043 mm.

Abschnitten mitgeteilt werden, einen festen Stützpunkt. Damit stimmen auch die Resultate der durch spectralanalytische Untersuchungen bestätigten astronomischen Forschung überein, welche unser Planetensystem von einem in glühend-gasförmigem Zustande befindlichen Nebelflecke ableitet und die einzelnen Planeten als in verschiedenen Stadien der Abkühlung befindliche losgetrennte Ballen jenes früher einheitlichen Urnebel flecks ansieht (Kant'sche Theorie). So besitzen ganz analog unserer Erde Saturn und Jupiter eine polare Abplattung, die jedoch wegen der bedeutenderen Größe und rascheren Achsendrehung derselben eine viel beträchtlichere ist, als die der ersteren.

In den ältesten geologischen Zeiträumen entsprach die durch Rotation bedingte Form der Erde sicherlich ihrer mathematischen Gestalt noch mehr als heute. Sie stellte wohl ein vollkommenes Rotationsellipsoid vor und war ringsum von einer Wasserschicht gleichmäßig überdeckt. Continentalmassen und oceanische Vertiefungen entstanden erst später und verwischten die ursprüngliche normale Erdgestaltung.

§ 2. Das specifische Gewicht der Erde. Die mittlere Dichtigkeit der Erde ist 5,6 mal größer als die des Wassers (nach Poynting = 5,49; nach Jolly = 5,69; nach Wilsing = 5,59). Die Feststellung dieses Wertes war nicht auf directem Wege, wohl aber mittelbar dadurch möglich, dass man eine Wirkung der Masse der Erde, z. B. ihre Anziehung mit der eines anderen, seiner Masse nach bekannten Körpers verglich. Zu diesem Zwecke hat man verschiedene Methoden in Anwendung gebracht. Die erste derselben beruht auf der Ablenkung des Bleilotes aus der wahren Verticallinie durch Anziehung von seiten der Masse eines naheliegenden Berges; die zweite auf der Beobachtung von Pendelschwingungen auf dem Gipfel eines hohen Berges oder im Grunde eines tiefen Schachtes und von solchen auf der ebenen Erde, wobei die Differenz der Schwingungszahlen auf Kosten der zwischen beiden Beobachtungspunkten liegenden Erdmasse zu setzen ist, — eine noch andere Methode auf den Schwingungen eines horizontalen, daher der Schwerkraft entzogenen und durch die Anziehung großer Metallkugeln in Bewegung gesetzten Pendels (der Drehwage).

Das hohe specifische Gewicht der Erde muss überraschen, wenn man es mit dem der bekannten festen Erdkruste vergleicht, welches etwa 2,5 beträgt, während sich die Dichtigkeit der continentalen und oceanischen Erdoberfläche zusammen auf kaum 1,6 beläuft. Es ergibt sich daraus, dass das specifische Gewicht des Erdinnern bedeutend größer als 5,6 ist, sowie die Wahrscheinlichkeit, dass die Dichtigkeit des Erdmaterials mit der Tiefe zunimmt, — Verhältnisse, welche ähnlich wie die Gestalt der Erde einen ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten voraussetzen, besonders wenn man noch in Betracht zieht, dass Mittelpunkt und Schwerpunkt der Erde zusammenfallen, mit anderen Worten eine vollkommen regel-

mäßige Anordnung der gleich dichten Massen zu concentrischen Zonen stattfinden muss, wobei die specifisch schwersten den inneren Kern einnehmen, um welchen sich Schalen von nach außen immer geringer werdender Dichtigkeit lagern.

Aus der Zunahme der Dichtigkeit der Erde gegen ihr Centrum, sowie aus dem Vergleiche zwischen den Meteoriten und den Gesteinen der Erde schlossen Dana, Daubrée u. a., dass das Erdinnere aus Metallmassen, vorzüglich aus Eisen bestehen dürfte. Hierfür scheinen auch die großen, bis 500 Cent. schweren Blöcke von gediegenem Eisen zu sprechen, welche vom Basalte aus der Erdtiefe mit hervorgebracht, von Nordenskjöld bei Ovifak an der Westküste von Grönland gefunden wurden.

§ 3. Temperatur des Erdinnern. Glutiger Erdkern. Die Beeinflussung der Temperatur unseres Planeten durch die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beschränkt sich auf die äußerste Oberfläche der Erde und hört bereits in einer Tiefe von 20 bis 25 m vollständig auf. In diesem Niveau herrscht, da sich hier selbst die jährlichen Wechsel in der Einwirkung der Sonne nicht mehr geltend machen können, eine jahrein, jahraus constante Temperatur, und zwar ist dieselbe fast genau die nämliche wie die mittlere Temperatur des an der Erdoberfläche vertical darüber gelegenen Punktes. So ist in den 28 m tiefen Kellern des Pariser Observatoriums seit 1783 ein Thermometer aufgestellt, welches constant eine Temperatur von $14,8^{\circ}$ C. zeigt.

Während die Wärme der äußersten Erdkruste eine fremde, von der Sonne geborgte und von dieser abhängige ist, machen sich unterhalb der Grenze dieser Beeinflussung Temperaturverhältnisse in einer Weise geltend, dass man auf einen in der Tiefe der Erde selbst liegenden, also tellurischen Wärmequell schließen muss. Von der Grenze der Einwirkung der Sonnenwärme an findet nämlich, überall wo und so weit man bis jetzt in die Erdrinde eingedrungen ist, nach der Tiefe zu eine stete Temperaturzunahme statt. Es herrscht also in den verschiedenen Niveaus der Erdtiefe eine an jedem Punkte zwar constante, aber mit der Tiefe zunehmende Wärme. Dieser in geologischer Beziehung hochwichtige Satz findet seine Begründung in den Resultaten zahlreicher in Bohrlöchern, artesischen Brunnen, Bergwerken und Tunneln angestellten Beobachtungen.

Namentlich gab das Abteufen von Bohrlöchern, durch welche die Erforschung technisch nutzbarer Lagerstätten bezweckt wird, oder die zu artesischen Brunnen dienen sollen, Gelegenheit, genaue Temperaturmessungen des in constatierten Tiefen hervorbrechenden Wassers vorzunehmen und aus diesen auf die Temperaturverhältnisse der durchbohrten Gesteinszonen selbst zu schließen. Diese Versuche liefern jedoch nur dann die gewünschten Resultate, also die wahre Temperatur der jeweilig erreichten Erdtiefen, wenn durch besondere Vorrichtungen der Abschluss der

in der Tiefe des Bohrloches stehenden Wassersäule ermöglicht und dadurch verhindert wird, dass kalte und deshalb schwerere Wasser einen Teil des der erreichten Tiefe ent quellenden wärmeren Wassers verdrängen und so eine Erniedrigung seiner ursprünglichen Temperatur bewirken*). Derartig ausgeführte Beobachtungen haben zu dem bestimmten Resultate geführt, dass unterhalb der Grenze der Beeinflussung von seiten der Sonnenwärme nach der Tiefe zu eine stete Zunahme der Temperatur stattfindet, und nirgends hat man Tiefen erreicht, in denen die Wärme des Erdkörpers nicht zugenommen oder gar abgenommen hätte. Die Anzahl von Metern oder Fuß en, welche man in die Tiefe gehen muss, um eine Erhöhung der Temperatur um 1°C . wahrnehmen zu können, nennt man die geothermische Tiefenstufe. Bei Gelegenheit der Anlage zahlreicher Bohrlöcher vorgenommene Beobachtungen ergeben, dass z. B. in dem Bohrloche von Rüdersdorf durchschnittlich alle 26,9 m, in dem von Sudenburg bei Magdeburg alle 32,3 m, in dem von Sennowitz bei Halle a. S. alle 36,6 m, in dem von Grenelle alle 32,6 m, in dem von Neusalzwerk alle 29,6 m, in dem von Pregny bei Genf alle 29,2 m, in dem von Mondorf alle 28,6 m eine Temperaturzunahme von je 1°C . stattfand, dass mit anderen Worten die geothermische Tiefenstufe in diesen Bohrlöchern im Durchschnitte etwa 30 m betrug. In dem tiefsten, jetzt vorhandenen Bohrloche² von Paruschowitz bei Rybnik in Oberschlesien wurde bei 2002,3 m Teufe eine Temperatur von $69,3^{\circ}\text{C}$. gemessen, der eine Tiefenstufe von 34,1 m entspricht. Aus Beobachtungen, welche in den zwei nächst tiefen deutschen Bohrlöchern, dem von Sperenberg südlich von Berlin (1273 m) und dem von Schladebach bei Merseburg (1748,4 m) angestellt wurden, ergaben sich folgende Temperaturen:

Sperenberg		Schladebach	
Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)	Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)
26,7.....	9°	36.....	10,75°
223,0.....	21,0°	246.....	16,12°
286,7.....	23,5°	516.....	23,75°
350,4.....	26,4°	726.....	29,12°
444,1.....	26,9°	936.....	35,62°
477,8.....	30,9°	1116.....	40,25°
605,2.....	33,1°	1266.....	45,25°
669,0.....	35,9°	1356.....	48,50°
1080,0.....	46,5°	1446.....	51,12°
1268,6.....	48,1°	1536.....	53,12°
		1626.....	55,00°
		1716.....	56,62°

*) E. Dunker. Über die Wärme im Innern der Erde. Stuttgart 1896.

Die Berechnung dieser Temperaturbeobachtungen ergibt, dass die Erdwärme im Sperenberger Bohrloche mit je 33,7 m, im Schladebacher Bohrloche mit je 35,7 m um 1° C. zunimmt.

Bestätigt werden diese Resultate durch Temperaturbeobachtungen in Bergwerken, in deren einigen man bis zu 1000 m Tiefe hinabgedrungen ist. Hier ist die zweckmäßigste Methode diejenige, bei welcher man unmittelbar die Temperatur des Gesteines innerhalb frisch geschlagener, mehrere Fuß tiefer Bohrlöcher zu bestimmen sucht*). In Schächten des Erzgebirges wurde die geothermische Tiefenstufe zu 41,8 m, in solchen bei Manchester zu 38,3 m, bei Newcastle zu 33,3 m, in dem 1000 m tiefen Adalbertschachte zu Przibram zu 57,5 m festgestellt. Für den St. Gotthardt berechnete Stapff nach Beobachtungen im dortigen Tunnel eine Tiefenstufe von 52 m, Giordano eine ebensolche im Tunnel des Mt. Cenis. Andere Bohrlöcher und Schächte lieferten freilich Resultate, welche von den oben aufgezählten mehr oder weniger abweichen, was durch locale Ursachen (unterirdische Wassercirculation, Zersetzungsprocesse in den Gesteinen, Nähe heißer Quellen und Vulkane) bedingt sein dürfte. Überall aber wurde übereinstimmend festgestellt, dass eine Wärmezunahme mit der Tiefe stattfindet und dass die Temperatur in jeder beträchtlicheren Tiefe constant ist, während die Größe der geothermischen Tiefenstufe nach Maßgabe der Gesteinsbeschaffenheit und anderer localer Umstände örtlich schwankt, jedoch in einer runden Mittelzahl auf 33 m veranschlagt werden kann.

Selbst in Jakutsk, wo der Boden bis zu einer Tiefe von fast 200 m das ganze Jahr hindurch gefroren ist, nimmt die Kälte mit der Tiefe ab, und zwar des guten Leitungsvermögens des Eises wegen in sehr kleinen geothermischen Tiefenstufen, so dass in einem dort abgeteuften Brunnenschachte von 116 m Tiefe die Temperatur von $-17,12^{\circ}$ C. stetig bis auf $-2,9^{\circ}$ C. stieg.

Eine ebensolche Erhöhung der Temperatur der Gesteine und der in ihnen circulierenden Gewässer mit zunehmender Tiefe, wie sie für die äußerste Schicht der Erdkruste längst constatiert ist, und durch jede neue noch tiefere Bohrung bestätigt wird, muss auch in für uns unerreichbaren Teufen stattfinden. Und in der That legen die heißen Quellen, welche an zahlreichen Punkten hervordringen, Zeugnis ab von dem Temperaturzustande jener Niveaus des Erdinnern, denen sie ihre hohen Wärmegrade verdanken, und die mit Zugrundelegung des vorher Mitgetheilten einer Tiefe von etwa 3300 m angehören müssen. Steigen nun ähnlich wie diese heißen Quellen geschmolzene Gesteinsmassen aus dem Erdinnern auf, so können wir nicht anders als schließen, dass sie aus Tiefen stammen, in

*) F. Reich. Beobachtungen über die Temperatur des Gesteins in verschiedenen Tiefen in den Gruben des sächs. Erzgebirges in den Jahren 1830 bis 32. Freiberg 1834.

welchen genügende Hitzegrade herrschen, um jene Gesteinsmassen in Fluss zu versetzen, also wenigstens 2000° C. Eine derartige Temperatur würde man, falls die Wärmezunahme in gleichem Schritte mit der Tiefenzunahme erfolgte, in 66 000 m Tiefe erreichen. Weil jedoch nicht festzustellen ist, ob eine solche gleichmäßige Temperaturzunahme in allen Tiefen stattfindet, es vielmehr wahrscheinlich ist, dass die Tiefenstufen mit der Tiefe wachsen, so ist es ratsam, vorläufig noch darauf zu verzichten, die Tiefe zu berechnen, in welcher Schmelzhitze herrscht. Unbestreitbare Thatsache aber bleibt es, dass die Temperatur der Erdkruste nach der Tiefe zu, überall und soweit man bis jetzt in sie eingedrungen ist, zunimmt, und dass in größerer, aber nicht genau bestimmbarer Tiefe noch höhere Temperaturgrade herrschen, wie dies aus dem Emporbringen heißer Quellen und geschmolzenen Gesteinsmaterialies hervorgeht. Da nun heiße Quellen sowohl, wie flüssige Laven an zahllosen, über die ganze Erdkugel verteilten Punkten hervorbrechen, so muss auf einen in der Erdtiefe überall vorhandenen Wärmequell, einen **glühenden Erdkern** geschlossen werden, welcher sich allmählich mit einer Erstarrungskruste, dem Fundamente aller späteren Formationen der Erdrinde, umgeben hat. Mit dieser Auffassung harmoniert die herrschende Ansicht von der Abstammung unserer Erde, sowie der Satz, zu welchem die beiden vorigen Paragraphen führten, dass die Gestalt und das specifische Gewicht der Erde auf einen ursprünglich flüssigen Zustand hinweisen. (Siehe auch Dynam. Geol. Heiße Quellen; Schluss.)

Was den Aggregatzustand dieses glutigen Erdinnern betrifft, so halten die meisten Geologen letzteres für glutflüssig, andere für verfestigt durch Druck, aber durch locale Verminderung desselben (z. B. Spaltenbildungen in der Erdrinde) sich wieder verflüssigend und ausbruchsfähig (Reyer). Noch Andere beanspruchen für die Erde einen glühend gasförmigen Kern, der nach außen allmählich in ein glutflüssiges Gemenge von geschmolzenen und gasförmigen Substanzen (die Magmaschicht) übergeht, auf welche die feste Erstarrungskruste folgt.

§ 4. **Verteilung von Land und Meer auf der Erdoberfläche.** Der glutige Erdkern hat drei Umhüllungen, zunächst die feste Erdkruste (die Lithosphäre), auf welche eine einst einheitliche, jetzt local unterbrochene Wasserbedeckung (die Hydrosphäre) und endlich eine allgemeine Luft-hülle, die Atmosphäre, folgt. Zwischen der partiellen Wasserbedeckung tritt die Lithosphäre als Land zu Tage. Die Oberfläche unserer Erde wird demgemäß von Land und Wasser gebildet, jedoch in einem sehr ungleichen Maße, indem sich die Größe des Meeresspiegels zu der Oberfläche des Festlandes verhält wie 2,54:1. Eine noch ungleichere ist die Verteilung des Landes innerhalb der einzelnen Zonen, welche die Erde umgürten, indem die nördliche Halbkugel fast zwei und einhalb mal so viel Festland als die

südliche, die nördliche gemäßigte Zone ungefähr gleich viel Land und Wasser, die heiße Zone $\frac{1}{3}$ Land und $\frac{2}{3}$ Meer besitzt, und endlich auf die Oberfläche der südlichen gemäßigten Zone nicht ganz $\frac{1}{10}$ Land kommt.

§ 5. **Allgemeine Gruppierung der Continente und Oceane.** Während die Continente von einander getrennte, isolierte Massen bilden, nehmen die Oceane ein zusammenhängendes Becken ein, sind ein einziges, in verschiedene, aber communicierende Arme gegliedertes Ganzes. Das Land gruppiert sich in zwei größeren Continentalcomplexen um den Nordpol, der Ostfeste, an welche sich Australien anschließt, und der Westfeste, um sich in südlicher Richtung immer mehr zu verschmälern und endlich in der Südspitze von Afrika und Südamerika ganz auszuweiten. Die Wasser hingegen haben sich mehr um den südlichen Pol angesammelt und senden nach Norden zu drei große Ausläufer, den atlantischen, den stillen und den indischen Ocean aus, welche sich zwischen die nach Süden zu hornförmig auslaufenden Continente schieben, um sich in demselben Verhältnisse, wie das Land an Ausdehnung gewinnt, zu verengen. Während aber die Oceane bis zum Nordpole reichen und dort die Nordküste des Festlandes bespülen, liegt die mittlere südliche Grenze des letzteren bereits am 45. Parallelkreis, also gerade halbwegs zwischen Äquator und Südpol. So reicht Südamerika nur bis zum 56. Parallelkreis, also bis in die Breite von Edinburgh und Kopenhagen, Afrika nur bis etwa zum 35., also bis in die Breite von Kreta und Cypern, Australien (mit Tasmanien) bis etwa zum 44., also bis in die Breite von Florenz. Jedoch erhebt sich innerhalb der rings um den Südpol ausgebreiteten Eismassen eine Inselgruppe oder ein Polarcontinent über den Wasserspiegel.

§ 6. **Gliederung der Continentalmassen.** Wie bereits erwähnt, gruppiert sich das Festland zu zwei von einander unabhängigen Continentalmassen, einem östlichen und einem westlichen Landcomplex. Letzterer besteht aus Nord- und Südamerika, ersterer aus Europa, Afrika und Asien, denen sich, durch eine Kette von Inseln eng verbunden, Australien anschließt. Diese beiden großen Continentalmassen werden in fast rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung, also in ungefähr ost-westlicher Richtung, durch tiefe Buchten, welche ostwestlichen Bruchzonen der Erdkruste ihren Ursprung verdanken, eingeschnitten und dadurch in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt. Wird die Landenge von Panama, wie es mit der von Suez geschehen, durchstoßen, so würde sich vom Roten und Mittelländischen Meere, dem Caraibischen Meere und den Wasserstraßen des ostindischen Archipels nebst den dazwischen liegenden oceanischen Zonen ein ununterbrochener Gürtel offenen Wassers um die Erde ziehen. Infolge dieser vulkanreichen Einkerbung zerfällt die Westfeste als Doppelcontinent in Nord- und Südamerika, ebenso wie die Ostfeste in Europa-Asien und einerseits Afrika, andererseits Australien.

§ 7. Inseln. Die zahlreichen Inseln, welche sich in nächster Nähe des Festlandes über den Spiegel des Oceans erheben (die Gestade- oder Küsteninseln), sind größtenteils als randlich losgetrennte Glieder der Continente zu betrachten, von denen sie nur durch verhältnismäßig seichte Wasser getrennt sind, so dass sie infolge einer Niveauveränderung von einigen hundert Fuß wieder mit dem Festlande vereinigt sein würden (Continentalinseln). So gehören Schottland, England und die dänischen Inseln dem europäischen, Japan und der größte Teil der ostindischen Inseln dem asiatischen, Tasmanien, Neu-Guinea und Celebes dem australischen, Vancouver, Neufundland und das Feuerland dem amerikanischen Continentalsockel an, und erst seewärts von ihnen stürzt sich der Meeresboden steil zu dem eigentlichen oceanischen Becken ab, beginnt also erst der Ocean.

Die Lostrennung der Continentalinseln vom Festlande ist entweder durch den zerstörenden Einfluss der Gewässer und Atmosphärien oder durch örtliche Senkung und teilweise Überschwemmung der Continente geschehen. Die Merkmale dieser Entstehung zeigen sich am deutlichsten bei Großbritannien und Irland. Ein seichter, im Durchschnitte nur 50 m tiefer Meeresarm, die Nordsee und der Kanal, hat sich zwischen sie und das Festland gedrängt, dem sie ursprünglich angehörten. Dies ist, von geologischem Standpunkte aus aufgefasst, erst vor kürzerer Zeit geschehen, da die britischen Inseln alle wilden Gewächse und Tiere des europäischen Festlandes besitzen, soweit sie ihrem Klima zukommen. Eine Wiedervereinigung dieser Inselgruppe mit dem Continente durch eine säculare Hebung würde demnach eine wesentliche Veränderung der Pflanzen- und Tierwelt nicht zur Folge haben. In einem ganz ähnlichen Verhältnisse stehen Borneo, Java und Sumatra zum asiatischen, — Neu-Guinea und Tasmanien zum australischen Continente, nur hat ihre Lostrennung bereits vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden. Die biologische Grenzscheide der asiatischen von der australischen Gruppe des Archipels zwischen Asien und Australien ist eine über 400 Faden tiefe, unterseeische Kluft, welche sich in nur vier Meilen Breite zwischen Bali und Lombok einerseits und Celebes und Borneo andererseits hindurch zieht. Nordwestlich von ihr sind die Tier- und Pflanzenformen asiatisch, südöstlich viel mehr australisch. Gegenüber den mit dem Festlande geologisch einheitlichen Küsteninseln stellen andere dem submarinen Continentalvorlande aufgesetzte Emporragungen jüngerer Entstehung vor und sind entweder korallinen und vulkanischen Ursprunges oder von der Meeresströmung und Brandung aufgehäuft worden (aufgesetzte Gestadeinseln).

Die oceanischen Inseln stehen zu den Continenten in keiner unmittelbaren Beziehung. Es sind entweder stehen gebliebene Schollen von z. T. compliciertem geologischen Aufbau zwischen den oceanischen Bruch- und Senkungsfeldern (Madagaskar, Ceylon, Falklandsinseln, Spitzbergen),

sind also, wie die Continente, tektonischen Ursprunges (tektonische Inseln), oder es sind, und zwar bei weitem ihrer Mehrzahl nach, jungvulkanische oder koralline Bauwerke. Höchst charakteristisch ist die sehr gewöhnliche Anordnung der Vulkaninseln zu flachen Curven, welche so gestellt sind, dass ihre Wölbung dem Oceane, ihre concave Seite dem Festlande zugewendet ist. Die Aleuten, Kurilen, Liu-Kiu-Inseln, die kleinen Antillen sind treffliche Beispiele der Art. Manche Vulkaninseln weisen Kerne oder Partien älterer Gesteinsbildungen (Gneiß, Quarzit, Phyllit, Kalkstein, Granit, Syenit, Diabas) auf, durch welche sich die ursprünglich tektonische Anlage dieser Inseln bekundet (vergl. III. § 7. Vulkaninseln). Für die Koralleninseln ist ihre geringe Meereshöhe und die gleichmäßige Wiederholung ihrer einförmigen Conturen, im Gegensatz zu der oft sehr beträchtlichen Höhe und mannigfaltigen Gliederung der Vulkaninseln, bezeichnend. Während die atlantischen und indischen Meere sehr arm an oceanischen Inseln sind, besitzt der pacifische Ocean, ganz abgesehen von den Vulkanschnuren in der Nähe der Continente, ihrer mehr als 670, deren Gesamtareal jedoch nur wenig größer als 3000 □ Meilen ist. Diese zahlreichen Inselchen schwärmen quer durch die Südsee und bilden eine Zone, welche sich von dem indischen Archipel aus in o. s. ö. Richtung über den Äquator hinweg in die südlichen Tropen zieht und den Namen Polynesien mit Recht führt.

§ 8. Anscheinende Gesetzmäßigkeit in den Umrissen der Continente. Die allgemeinen Umrisse der Continente scheinen einer gewissen Gesetzmäßigkeit zu unterliegen, indem ihre Hauptküstenlinien, also die ihrer Entstehung und Gestaltung zu Grunde liegenden Bruchspalten, entweder in nordöstlicher oder in nordwestlicher Richtung verlaufen und sich unter spitzen Winkeln schneiden. Dadurch ist die keilförmige Gestalt der Festlande, ihre nach S gerichtete Zuspitzung bedingt. Die Ostküste Nordamerikas folgt einer nordöstlichen Richtung, in ihrer nördlichen Fortsetzung liegt die Ostküste Grönlands und Spitzbergens, diesen parallel die Westküste Skandinaviens, während die Südküste von Yukatan in ihre südliche Verlängerung fällt. Ihr parallel läuft die fast vollkommen geradlinige Südost-, sowie die Nordwestküste Südamerikas. Der zweiten, also nordwestlichen Hauptrichtung gehört die ganze in flache Curven gebogene Westküste Nord- und Südamerikas an, ebenso die Nordostküste dieser beiden Continente, sowie endlich die Westküste Grönlands und Spitzbergens.

Die keilförmige, durch die nordöstliche und die nordwestliche Richtung ihrer Hauptküsten bedingte Gestalt Südamerikas wiederholt sich in Afrika so vollkommen, dass sogar die aus- und einspringenden Winkel beider Weltteile einander gegenüber liegen, — ferner in Arabien, in Vorderindien, sowie in dem südöstlichen Teile Asiens, nur ist hier die Gesetzmäßigkeit der Gestaltung dadurch etwas verwischt, dass sich die Süd-

spitze zum größten Teil unter den Meeresspiegel gesenkt hat und nur noch durch ein unterseeisches Plateau, auf welchem Borneo, Java und Sumatra emporsteigen, angedeutet wird. Ganz ähnlich verhält es sich mit Australien. Celebes, Neu-Guinea und Tasmanien stehen zu diesem Continente in demselben Verhältnisse, wie England zu Europa, wie Borneo, Java und Sumatra zu Asien, — sie sind die Überbleibsel der im Zustande säcularer Senkung begriffenen Osthälfte des australischen Gesamtcontinentes. Ergänzt man dessen ehemalige, jetzt zum Teil unterseeische Gestalt durch Verlängerung der Küstenlinien Tasmaniens in nordwestlicher und nordöstlicher Richtung, so ist die Ähnlichkeit derselben mit der des heutigen Afrikas nicht zu verkennen.

Eine Folge des nach N divergierenden Verlaufes der für die Conturen der Continente maßgebenden NO- und SW-Linien ist die ungleiche Verteilung von Wasser und Land auf der nördlichen und südlichen Halbkugel, die Anhäufung des Festlandes an dem Nordpol, seine hornförmige Ausspitzung nach S zu und die Ansammlung der Gewässer an dem Südpol.

§ 9. **Absolute und relative Höhe des Bodenreliefs.** Der Meeresspiegel wird als Vergleichshorizont benutzt, der als Nullpunkt der Skala auf- und abwärts zur Messung und Vergleichung der Hervorragungen und Einsenkungen der Erdrinde dient und nach dem wir somit alle Höhenwerte ermitteln.

Die in einem bestimmten Maße ausgedrückte Höhe irgend eines Punktes über dem Meeresspiegel bezeichnet man als seine absolute Höhe, — abstrahiert man davon, den Ausgangspunkt der Vergleichung in dem Niveau des Meeres zu suchen, vergleicht man vielmehr Höhenpunkte der Erdoberfläche untereinander, so erhält man deren Höhenunterschied oder deren relative Höhe. Da nun aber nur ein Teil der Erdoberfläche über dem Meeresspiegel, ein anderer hingegen unter demselben liegt, bei Höhenmessungen aber beide auf ein und dasselbe Niveau bezogen werden, so bezeichnet man die absolute Höhe des ersteren als +, die des letzteren als —. Die größte absolute Höhe der Erdoberfläche besitzt der Gaurisankar im Himalaya mit + 8840 m, die geringste sicher bekannte absolute Höhe (also die größte Tiefe des Meeres) im Stillen Oceane ist — 9427 m, und endlich der tiefste Punkt des Festlandes, am Toten Meere, — 394 m. Auf dem Festlande beträgt demnach der größte Niveauunterschied 9234 m, eine Höhendifferenz, welche noch immer verschwindend klein ist, wenn sie mit dem Erddurchmesser verglichen wird, welcher über 12 756 000 m beträgt. Man hat deshalb mit Recht die Unebenheiten auf der Oberfläche der Erde, wenn man letztere mit einem Ei verglich, mit den Rauigkeiten auf der Schale desselben in Parallele gestellt.

Ein wichtiges Element bei Bestimmung der Reliefformen eines Continentes oder eines Teiles desselben ist seine mittlere Höhe, d. h. die-

jenige Höhe, welche er in seiner ganzen Ausdehnung haben würde, wenn seine Masse gleichförmig auf seiner Grundfläche ausgebreitet wäre. Nach A. Penck 1894 (a) und H. Wagner 1895 (b) beträgt die mittlere Höhe

	a	b		a	b
von Europa	330 m	300 m	von Australien	340 m	300 m
• Asien	1040 >	950 >	• Nordamerika	650 >	700 >
• Afrika	660 >	650 >	• Südamerika	650 >	650 >
		des gesamten Festlandes 735 m (Penck)			700 m (Wagner)

§ 10. **Der Meeresgrund.** Die Umrisse der eigentlichen oceanischen Becken fallen nicht immer mit den Küstenlinien der Continente zusammen, vielmehr ziehen sich um die meisten der letzteren flache Küstenzonen, welche als unterseeische Fortsetzungen, als vom Meere überschwemmte Ränder der Continente zu betrachten sind, und denen auch die Gestadeinseln angehören. Oft erst meilenweit von der Küste stürzt der Boden Tausende von Metern tief ab, und erst hier beginnt das eigentliche Meeresbecken. So erstreckt sich z. B. die Ostküste von Nordamerika, namentlich von New Jersey, unterhalb des Meeresspiegels noch etwa 46 Meilen weit hinaus und senkt sich auf dieser ganzen Entfernung nur 200 m, also nicht mehr als 4 m auf 590; erst dann stürzt sich der Meeresgrund in die Tiefe.

Jedes der oceanischen Becken hat seine tiefste Einsenkung randlich, dicht am Fuße der Continentalböschung, so der pacifische Ocean längs der Kurilen und Japans mit 8500 m, am Ostrande des australischen Continentalplateaus zwischen Karolinen und Mariannen mit 8366 m, unweit des unterseeischen Tongaplateaus mit über 9400 m. Der atlantische Ocean senkt sich längs der Antillen bis zu 8300 m, tiefe Rinnen begleiten die amerikanische und afrikanische Küste, während er in der Mitte weniger tief ist. Der indische Ocean hat seine größte Tiefe (6200 m) unweit der Sundainseln.

Die mittlere Tiefe der gesamten Weltmeere wird von Penck auf 3650 m, von Karstens und Herm. Wagner auf 3500 m berechnet*).

Auch auf dem Meeresboden wechseln Höhen und Tiefen miteinander ab, nur fehlen alle die Unebenheiten, welche die zerstörende Kraft der Atmosphärien und fließenden Gewässer im Laufe der Zeit auf der Erdoberfläche aus dem früher nur wenig gegliederten Ganzen herausgearbeitet hat. Es besitzt vielmehr der Meeresgrund eine einförmige, flachwellige Oberfläche, welche sich in sanften Terrassen hebt oder senkt und von allmählichen Bodenanschwellungen oder beckenförmigen Einsenkungen unterbrochen wird.

*; Vergl. Krümmel. Der Ocean. Leipzig 1886. — Karstens. Neue Berechnung der mittleren Tiefe der Oceane. Kiel 1894. — H. Wagner. Beiträge zur Geophysik. II. 1895. S. 749.

Man hat den Meeresgrund als gesunkene Teile der Erdkruste zu betrachten, während die Continente ihr ehemaliges Niveau beibehalten oder sich noch über dasselbe gehoben haben. Um eine Vorstellung von der Configuration der eigentlichen Erdoberfläche zu bekommen, muss man sich dieselbe ganz ohne Wasser denken, dann würden sich die Continente als steil geböschte, gewaltige Plateaus inmitten des fast dreimal so weit ausgedehnten welligen Tieflandes im Durchschnitte 3500 m hoch emporheben. Vom niedrigsten Punkte dieses letzteren, des Meeresgrundes, bis zu dem Continentalplateau würde man fast 9,5 km Verticalhöhe, und von diesem bis zu den ihm aufgesetzten höchsten Gebirgsgipfeln von neuem etwa 8,8 km zu steigen haben, — Höhenunterschiede, die jedoch im Vergleiche mit einem Erddurchmesser von etwa 12756 km fast verschwinden.

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

Litteratur:

- 1) F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. Leipzig 1893—94. 3 Bände.
- 2) H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie I) der petrographisch wichtigen Mineralien, Stuttgart, 3. Aufl. 1892, II) der massigen Gesteine, 3. Aufl. 1895—96.
— Ders. Hilfstabellen z. mikrosk. Mineralbestimmung in Gesteinen. Stuttgart 1888.
- 3) J. Roth. Allgem. und chem. Geologie, B. II. Petrographie. 1887.
- 4) E. Kalkowsky. Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886.
- 5) E. Cohen. Zusammenstellung petrograph. Untersuchungsmethoden. 3. Aufl. Stuttgart 1896.
- 6) E. Hussak. Anleit. z. Bestimmen der gesteinsbild. Mineralien. Leipzig 1885.
- 7) A. Michel-Lévy. Structure et classification des roches éruptives. Paris 1889.
- 8) E. Cohen. Sammlung von Mikrophotographien z. Veranschaulichung d. mikrosk. Struktur von Mineralien und Gesteinen. Stuttgart. Erscheinen seit 1880.
- 9) Fr. Berwerth. Mikroskop. Structurbilder der Massengesteine. Stuttgart. Erscheinen seit 1895.

a. Allgemeines.

§ 1. **Aufgabe der Petrographie.** Die Petrographie lehrt uns die Gesteine als das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, kennen.

Die Gesteine, Felsarten oder Gebirgsarten sind gesetzmäßige Aggregate von Individuen einer oder mehrerer Mineralspecies, welche in Form selbständiger Massen am Aufbau der Erdkruste teilnehmen. Die Aufgabe der Petrographie ist es, diese Gesteine in die sie zusammensetzenden mineralischen Bestandteile zu gliedern, sowie die Art und Weise des Zusammentretens der letzteren, also die Strukturverhältnisse der Gesteine, zu untersuchen.

Die Ermittlung der Entstehung und Umbildung der Gesteine muss einem späteren Abschnitte (der petrogenetischen Geologie) überlassen bleiben, um vorher Gelegenheit zur Kenntnissnahme der bei diesen Processen thätig gewesenen Kräfte zu geben.

§ 2. **Wesentliche Bestandteile der Gesteine.** Eine der Aufgaben der Petrographie ist die Ermittlung der Bestandteile der Gesteine oder der

Gesteinselemente. Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines Gesteins bedingen, indem sie zu seiner Constituierung erforderlich sind, werden **wesentliche Bestandteile** oder **Hauptgemengteile** genannt. Granit besteht aus Quarz, Feldspat und Glimmer; keines dieser Mineralien darf dem genannten Gesteine fehlen oder durch ein anderes vertreten werden, ohne dass dieses seinen Charakter als Granit verliert. Entzieht man dem Granit den Feldspat, so wird er zum Greisen, tritt für Glimmer Hornblende ein und der Quarz zurück, so entsteht Syenit. Quarz, Feldspat und Glimmer sind demnach die wesentlichen Bestandteile des Granites, ohne welche man sich Granit nicht zu denken vermag; fehlt einer derselben, so verliert das Gestein den Charakter eines normalen Granites.

Man kennt bereits gegen 700 Mineralspecies und sollte demnach eine außerordentlich große Verschiedenheit und eine sehr bedeutende Zahl der von ihnen zusammengesetzten Gesteinsarten erwarten. Es ist jedoch die Zahl derjenigen Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine nehmen, verhältnismäßig sehr beschränkt. Als die wichtigsten derselben sind vorläufig folgende zu nennen.

Eis (z. B. als Material der Gletscher).

Dolomitspat, Kalkspat, Anhydrit, Gyps, Steinsalz.

Quarz (als Quarzit, Sandstein, Gemengteil von Granit, Gneiß, Quarzporphyr u. v. a.).

Orthoklas (als Hauptgemengteil des Granites, Gneißes, gewisser Porphyre und Syenite).

Sanidin (in den Trachyten).

Mikroklin (im Gneiß, Granit, Syenit)

Oligoklas (meist neben Orthoklas, z. T. ohne ihn; im Gneiß, Granit, Porphyrit, Diorit) } Plagioklas.

Labrador (als Gemengteil des Diabas, Gabbro, Hypersthenit) }

Anorthit (im Diorit, Gabbro, Basalt) }

Nephelin, Melilith und Leucit (im Basalt, Nephelinsyenit).

Augit (hauptsächlicher Bestandteil der Diabase und Basalte).

Diallag, Hypersthen, Bronzit, Enstatit (im Gabbro, Andesit).

Hornblende (im Syenit, Diorit, Hornblendefels).

Muscovit (namentlich im Glimmerschiefer und Gneiß).

Biotit (namentlich in gewissen Graniten und Gneiß).

Olivin, Serpentin, Talk, Chlorit.

Granat (im Eklogit, Granatfels, Granulit).

Brauneisenstein, Roteisenstein, Magneteisenstein (für sich wichtige Lagerstätten bildend).

Graphit, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle.

§ 3. Zufällige Bestandteile der Gesteine. Von den Bestandteilen, auf deren Zusammentreten die Natur einer Gesteinsart beruht, also von den

Hauptbestandteilen, sind die zufälligen oder accessorischen Gemengteile (Nebengemengteile) der Gesteine zu unterscheiden, welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung der letzteren gehören, bald vollständig fehlen, bald jedoch in einer der Regelmäßigkeit sich nähernden Häufigkeit in dem Gestein eingesprengt vorkommen, und zum Teil sogar charakteristisch für gewisse Gesteinsarten sind. So kommt z. B. in vielen Graniten Turmalin, in manchen Kalksteinen Zirkon, in fast allen Glimmerschiefern Granat vor, für die Basalte ist das Auftreten von Olivin sogar charakteristisch, und dennoch ist das Wesen der genannten Gesteine nicht an diese zufälligen Gemengteile gebunden. Granit, Kalkstein, Glimmerschiefer und Basalt würden ihre Berechtigung zu diesem Namen nicht verlieren, auch wenn man ihnen ihre Turmalin-, Zirkon-, Granat- und Olivin-Einsprenglinge entziehen könnte.

Oft zeichnen sich diese eingesprengten accessorischen Bestandteile durch allseitige Ausbildung ihrer Krystallform aus. Als Beispiele solcher Vorkommnisse dürften anzuführen sein:

Boracit im Gyps.

Cyanit im Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Granulit.

Staurolith im Glimmerschiefer.

Granat im Gneiß, Glimmerschiefer, Chloritschiefer.

Zirkon im Granit und in vielen krystallinischen Schiefern.

Titanit im Syenit, Diorit, Gneiß, krystallinen Kalkstein, Phonolith.

Magnetkies im Diorit, Serpentin u. s. w.

Schwefelkies, z. B. in den krystallinischen und klastischen Schiefern, im Diabas, im Thon, in der Kohle u. s. w.

Magneteisen im Chloritschiefer, Talkschiefer u. a.

§ 4. **Accessorische Bestandmassen.** Innerhalb vieler Gesteine treten, ähnlich wie die beschriebenen accessorischen Mineralindividuen, Einschlüsse von förmlichen Mineralaggregaten auf, welche in ihrer Zusammensetzung von der Gesteinsmasse abweichen, nur eine untergeordnete Wichtigkeit besitzen und als zufällige Erscheinungen zu betrachten sind. Man bezeichnet dieselben als accessorische Bestandmassen und führt dieselben am zweckmäßigsten nach ihrer Entstehungsweise auf zwei Hauptformen zurück, welche man als Concretionen und Secretionen unterscheiden kann.

Die Concretionen haben sich innerhalb der Gesteinsmasse durch Concentration einer oder mehrerer vom Gesteine verschiedener Mineralsubstanzen nach einem Punkte ausgebildet. Das Innere einer Concretion ist deshalb zuerst, das Äußere zuletzt entstanden. Nach ihrer äußeren Form lassen sich unterscheiden: Krystallgruppen (Gyps im Thon); kugelige Concretionen von radialstrahligem Bau (Schwefelkies im Schieferthon); traubige, knollige und plattenförmige Concretionen. Zu letzteren gehören die Feuersteinknollen in der Schreibkreide. Linsenförmige Concretionen werden

Septarien genannt, wenn dieselben von zum Teil radialen Spalten durchzogen werden, welche gewöhnlich von Kalkspat, Eisenspat oder Braunspat ausgefüllt sind und häufig ein förmliches Netz von sich verzweigenden Adern im Inneren der Concretionen bilden (Fig. 1). Die knollig-traubig, oft sehr grotesk gestalteten, mergeligen Concretionen des Löß werden als Lößpuppen, Lößkindel oder Lößmännchen bezeichnet. Ihnen stehen die Marleker Norwegens nahe. Es sind rundlich, ellipsoidisch oder unregelmäßig knollig geformte, harte Mergelnieren, welche den postglacialen Thonen Norwegens eingelagert sind und nicht selten die vollständigen Reste von Fischen und Mollusken enthalten, deren Form sie dann in ihren allgemeinen Conturen nachahmen. Eigentümliche Formen sind die Tutenmergel, spitze, tutenförmig ineinander steckende Kegel mergeligen Kalksteines mit querverrunzelter Oberfläche, welche, dicht nebeneinander stehend, mehrere Zoll mächtige Platten zusammensetzen.

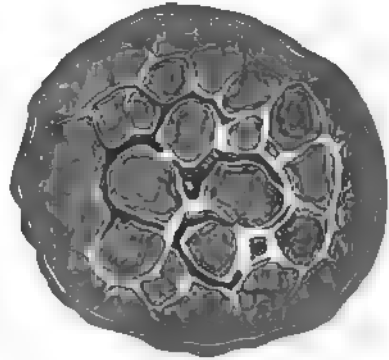


Fig. 1. Querschnitt einer Septarie.

Die Secretionen bilden sich immer innerhalb präexistierender Spalten oder Blasenräume und zwar infolge einer Infiltration von Mineralsolution, aus welcher Mineralabsätze, von der Wandung aus nach dem Inneren zu fortschreitend, vor sich gingen. Es findet also mit Bezug auf die einzelnen Teile der Secretionen gerade das umgekehrte Altersverhältnis statt, wie bei den Concretionen, wo das Innere zuerst gebildet wurde. Die Secretionsbildungen gelangten nicht immer bis zur vollständigen Ausfüllung der Hohlräume, so dass ein Teil derselben offen geblieben ist; in diesem Falle besteht die Secretion aus einer mehr oder weniger dicken Kruste, welche die Innenwand des Hohlraumes überzieht, und deren freie Krystallspitzen nach innen ragen (Drusen). Veränderte die infiltrierte Lösung ihren Mineralgehalt, so setzten sich die verschiedenartigen Bildungen meist in oft außerordentlich zarten concentrischen Lagen ab. Die Wege, welche die infiltrierte Flüssigkeit genommen hat, die Infiltrationscanäle, sind häufig nachzuweisen. Die gewöhnlichsten als Secretionsmassen auftretenden Mineralien sind Quarz, Amethyst, Chaledon, Kalkspat, Braunspat, Zeolithe, Delessit.

Nach der Gestalt des Hohlraumes, welcher die erste Veranlassung zur Secretionsbildung gab, unterscheidet man: Mandeln oder Geoden, Mineralsecretionen innerhalb kugel-, birn- oder mandelförmiger Blasenräume in gewissen, einst glutflüssigen Gesteinen, z. B. Melaphyr und Basalt; Trümer oder Adern, Mineralsecretionen innerhalb präexistierender

Spaltenräume; Nester, solche innerhalb ganz unregelmäßig geformter Hohlräume. Mit diesen accessorischen Bestandmassen dürfen die Einschlüsse fremder Gesteinsarten nicht verwechselt werden. Es sind dies Fragmente älterer Gesteine, welche bei der Bildung einer neuen Felsart von dieser eingeschlossen wurden.

§ 5. **Structur der Gesteine.** Durch Ermittlung der Gesteinselemente allein ist ein Gestein noch nicht genügend bestimmt. Aus Quarz, Feldspat und Glimmer besteht Granit, Gneiß und Quarzporphyr, aus Kalkspatindividuen der Marmor und der dichte Kalkstein, beide in ihrem Äußeren so weit verschieden. Die nächste Aufgabe der Petrographie muss demnach darauf gerichtet sein, noch andere charakteristische Merkmale zur Bestimmung herbeizuziehen. Die Verschiedenheit der Gesteinsstructur liefert solche.

Unter Structur (Textur) der Gesteine versteht man ihr durch Form, Größe, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandteile hervorgebrachtes inneres Gefüge.

Eine tief eingreifende Verschiedenheit der Gesteine beruht darauf, ob deren Bestandteile entweder als verwachsene krystallinische Individuen oder als verkittete Bruchstücke älterer Gesteine erscheinen. Die einen nennt man krystallinische, die anderen klastische oder Trümmergesteine. Bei ersteren sind die sie zusammensetzenden Mineralindividuen bei der Gesteinswerdung selbst entstanden (authigen), bei letzteren stammen die Bestandteile aus der Zerstörung bereits vorhanden gewesener Gesteine, sind allothigen. Als Typen der krystallinischen Gesteine mögen Granit, Porphyr und Marmor, als solche der klastischen die Conglomerate, Sandsteine und losen Geröllmassen dienen. Je nach der Größe, Art und Weise, in der die krystallinischen oder klastischen Bestandteile der Gesteine zu einem Ganzen zusammentreten, machen sich wiederum die mannigfachsten Modificationen und dadurch die wechselndsten Gesteinscharaktere geltend. Die Structur der krystallinischen Gesteine kann nämlich sein:

makrokrystallinisch, wenn die Gesteinselemente so groß sind, dass sie mit bloßem Auge erkannt werden können, — mikrokrystallinisch und kryptokrystallinisch oder dicht, sobald dies nicht mehr der Fall ist, sondern erst mit Hilfe des Mikroskops gelingt. Als aphanitisch bezeichnet man die dichten oder höchst feinkörnigen Varietäten mancher Eruptivgesteine, z. B. des Diabases;

vollkrystallinisch, wenn sich das Gestein durch und durch aus Mineralindividuen, wenn auch von mikroskopischer Winzigkeit aufbaut, — halbkrySTALLINISCH, wenn dieselben mit amorpher, glasiger Substanz gemengt sind;

körnig, wenn das Gestein aus krystallinischen Körnern und Blättern von annähernd gleichen Dimensionen besteht, die nach allen möglichen

Richtungen mit und durch einander verwachsen sind, ohne irgend eine bestimmte Anordnung erkennen zu lassen. Nach der Größe des Kornes unterscheidet man: gleich- und ungleich-, groß-, grob-, klein- und feinkörnig (z. B. Granit, Marmor);

schuppig, wenn die Gesteine wenigstens zum größten Teile aus Schüppchen und Blättchen bestehen, welche eine Andeutung von paralleler Anordnung erkennen lassen (z. B. Chloritschiefer);

flaserig, wenn linsenförmige Schmitzen eines körnigen Mineralaggregates mit dünnen Lagen von schuppiger Zusammensetzung abwechseln in der Weise, dass sich letztere an die linsenförmigen Kerne anschmiegen (z. B. Gneiß);

schieferig und blätterig, wenn die Gemengteile nach irgend einer bestimmten Fläche parallel angeordnet sind, wodurch das Gestein in lauter dünne Lagen zerfällt, welche in noch dünnere Lamellen spaltbar sind (z. B. Thonschiefer, Papierkohle);

lagenförmig oder gebändert, wenn das Gestein aus wiederholt mit einander abwechselnden parallelen Lagen von verschiedenartigem oder verschieden gefärbtem Materiale besteht (z. B. Hälleflinta, Bandjaspis);

faserig, wenn das Gestein aus lauter faserigen oder dünnstengeligen Mineralindividuen besteht, welche zuweilen vollkommen parallel neben einander stehen (z. B. Gyps, Faserkalk);

gestreckt, wenn alle oder einzelne Gesteinsbestandteile von linearer Längsausdehnung nach einer gewissen Richtung geordnet oder in die Länge gezogen sind. Streckungsvorgänge an bereits festen Gesteinen führen zu stengeliger Structur (Stengelgneiß, Dattelquarzit). Eine besondere Art der Streckung ist die Fluctuations- oder Fluidalstructur, in der sich die Bewegungen innerhalb der noch nicht erstarrten Eruptivmasse wieder spiegeln. So haben sich z. B. die Hornblendesäulen in manchen Syeniten, die Sanidintafeln in gewissen Trachyten einander parallel gelagert. Viel häufiger ist diese Erscheinung mikroskopisch als Mikrofluctuationsstructur zur Ausbildung gelangt. Dieselbe besteht darin, dass in einer anscheinend homogenen, glasartigen Masse vulkanischen Ursprunges unzählige mikroskopische, nadel- und leistenförmige Kryställchen (Mikrolithe) stromartig in paralleler Richtung, entsprechend der Bewegung der einst glutflüssigen Masse, ausgeschieden liegen (z. B. im Obsidian, Basalt, Phonolith, Porphyr; vergl. Fig. 11 u. 12);

porphyrisch, wenn in einer dichten oder feinkörnigen Grundmasse auffallend größere, krystallographisch begrenzte Mineralindividuen (Einsprenglinge) ausgeschieden sind (Quarzporphyr, Trachyt);

oolithisch, wenn das Gestein aus lauter kleinen kugeligen Concretionen besteht, welche eine concentrisch-schalige oder radial-faserige Structur

besitzen (z. B. oolithischer Kalkstein der Juraformation, Rogenstein der Trias, Erbsenstein von Karlsbad);

sphärolithisch, wenn als Bestandteile einer eruptiven Gesteinsmasse radial-faserige Kugeln oder Kügelchen (Sphärolithe, Felsosphärite), z. T. von mikroskopischer Kleinheit auftreten. In den sehr kleinen runden mikroskopischen Sphärolithen pflegen die Fäserchen vollkommen radial gruppiert zu sein, bei größeren bilden sie von einzelnen Punkten ausstrahlende längere oder kürzere Büschel. Zwischen gekreuzten Nicols zeigen sie im Dünnschliffe ein dunkles Kreuz, dessen Balken nach der Peripherie zu sich verbreitern (Pechstein, Obsidian);

porös, zellig, cavernös, wenn das Gestein kleine, größere oder sehr große, unregelmäßig gestaltete Hohlräume mit rauhen, zerfressenen Wänden enthält (z. B. manche Trachyte, Rauchwacke);

blasig und schlackig, wenn ein aus glutflüssigem Zustande erstarrtes Gestein rundliche Blasenräume enthält (z. B. manche Laven, Bimsstein);

mandelsteinartig oder amygdaloidisch, wenn solche Blasenräume später gänzlich oder zum Teil mit fremdartiger Mineralsubstanz (Calcit, Delessit, Quarz, Chalcedon) ausgefüllt worden sind (z. B. Melaphyrmandelstein);

amorph (hyalin) nennt man die glasartigen Erstarrungsmodificationen vulkanischer Gesteine (Obsidian, Pechstein).

Die **Trümmergesteine** bezeichnet man nach Größe und Form der sie zusammensetzenden, meist durch ein später zugeführtes Bindemittel (Cement) verkitteten Gesteinsfragmente als

Breccien, wenn die Gesteinsfragmente aus größeren scharfkantigen Bruchstücken bestehen (z. B. Porphyrbreccien, Quarzbrockenfels);

Conglomerate (Psephite), wenn die Gesteinsfragmente aus größeren abgerundeten Rollstücken bestehen (z. B. Rotliegend-Conglomerat);

Sandsteine (Psammite), wenn das Gestein aus runden oder eckigen Gesteinsfragmenten besteht, deren Größe zwischen Stecknadelknopf- und höchstens Erbsengröße schwankt (z. B. Quadersandstein).

Schlamm- oder Thongesteine (Pelite), wenn das Gestein ein erdiges, homogenes Ansehen hat, wenn es also aus feinstem Mineralstaub besteht (z. B. Thon, Kaolin);

lose Accumulate, wenn Gesteinsbruchstücke lose auf einander gehäuft sind, ohne durch ein jüngeres Cement verbunden zu sein (z. B. Kies, Sand).

Ein Strukturverhältnis, welches viele Gesteine aufzuweisen haben, ist das der Schichtung.

Geschichtet nennt man ein Gestein, wenn es in einer Aufeinanderfolge (System, Complex) von plattenförmigen Lagen (Schichten, Bänken) auftritt,

welche letztere durch parallele Flächen (Schichtungsflächen) begrenzt werden, bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe Dicke (Mächtigkeit) besitzen und das Product successiver Übereinanderlagerung bilden. Ist in einem Gesteine ein derartiges Structurverhältnis nicht ausgesprochen, so bezeichnet man es als massig.

§ 6. Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien. Bei körnigen Gesteinen, deren Gemengteile deutlich von einander zu unterscheiden, also makroskopisch sind, stellen sich bei genügenden mineralogischen Vorkenntnissen der Bestimmung der mineralischen Natur der letzteren keine besonderen Schwierigkeiten in den Weg. Haben sich auch die Mineralindividuen durch ihr Zusammengedrängtsein, durch ihre gegenseitige Verwachsung gewöhnlich in ihrer Ausbildung zu vollkommenen Krystallen gehindert, so sind doch in der Spaltbarkeit, Härte und Farbe der Gesteins-elemente, ihrem specifischen Gewichte, Glanze und chemischen Verhalten noch genügende Merkmale gegeben, um ihre mineralische Natur zu kennzeichnen.

Der gewöhnliche Weg, den man früher zur Trennung der Bestandteile feinkörniger Gesteine behufs deren Untersuchung anzuwenden pflegte, bestand in der Pulverisierung des Gesteines und Sonderung der verschiedenen schweren Gemengteile durch Schlämmung. Neuerdings hat diese an sich unvollkommene Methode, die Gesteinsbestandteile nach ihrem specifischen Gewichte zu trennen, eine sehr exacte Form angenommen, indem man die Trennung nicht mehr mit Hilfe von Wasser vornimmt, sondern specifisch schwere Flüssigkeiten anwendet. Als solche haben sich bewährt die Thoulet'sche Kaliumquecksilberjodid-Lösung, welche ein specifisches Gewicht bis zu 3,49 zu erreichen vermag, die Klein'sche Flüssigkeit, ein borowolframsaures Kadmiumsalz, welches bei stärkster Concentration ein specifisches Gewicht von 3,3 besitzt. Die von Rohrbach vorgeschlagene Lösung von Baryum-Quecksilberjodid erreicht sogar ein solches von 3,588. Ein vorzügliches Mittel bieten namentlich die beiden ersteren, sich mit Wasser leicht mischenden und daher auf jedes specifische Gewicht zwischen 4—3,3 schnell einstellbaren Flüssigkeiten, um die zerkleinerten Gesteinsbestandteile nach ihrem specifischen Gewichte von einander zu trennen, eine Manipulation, zu welcher sich auch das durch van Werveke empfohlene Verfahren (N. Jahrb. 1883, II. 88) besonders eignet. Für gleiche Zwecke ist von R. Brauns das Methylenjodid eingeführt worden, welches das Kadmiumsalz an Dichte erreicht, aber noch dünnflüssiger und mit Benzol sehr leicht mischbar ist.

Mit Erfolg wird auch der Elektromagnet angewandt, um die eisenhaltigen von den völlig eisenfreien Gemengteilen eines Gesteines zu trennen.

Oft ist es angezeigt, das specifische Gewicht des Gesteins selbst zu ermitteln, woraus sich nicht selten sichere Schlüsse auf dessen mineralogische Zusammensetzung ziehen lassen. So können z. B. Gesteine, welche ein geringeres specifisches Gewicht besitzen als der Labrador, nie bloß Gemenge von Labrador und Augit sein, denn da das specifische Gewicht des Augites größer ist als das des Labradores, so kann sich das specifische Gewicht der Labrador-Augitgesteine nur in den Grenzen zwischen dem dieser beiden Mineralien bewegen. Gemengte Silikatgesteine besitzen ein um so höheres specifisches Gewicht, je geringer der Gehalt an Kieselsäure und je größer der an Basen ist. — Auch die Prüfung der Härte dichter Gesteine erlaubt zuweilen Schlüsse auf deren mineralische Constitution, z. B. auf die Abwesenheit oder Gegenwart von freier Kieselsäure.

Ein empfehlenswertes Verfahren, wodurch nachgewiesen werden kann, ob mikrokrySTALLINISCHE Gemengtheile eines Gesteines in Säuren löslich sind oder nicht, besteht darin, dass man das betreffende Gestein zu einem nicht zu groben Pulver reibt, in welchem man mit dem Mikroskope die einzelnen Körner nach Farbe, Polarisationsverhalten u. s. w. zu unterscheiden im Stande ist. Ein anderer Teil des Pulvers wird mit Salzsäure gekocht und dann gut ausgewaschen. Vergleicht man die so behandelte Pulvermenge mit der in ursprünglichem Zustande befindlichen, so ergibt sich durch das Verschwundensein irgend eines Gesteinselementes dessen Auflöslichkeit oder Zersetzbarkeit. Noch ratsamer ist es, mikroskopische Präparate, also Dünnschliffe, auf diese Weise zu behandeln.

Die chemische Untersuchung der Gesteine wird hauptsächlich durch Bauschanalysen bewerkstelligt. Zwar wird durch sie nur die allgemeine chemische Zusammensetzung eines Gesteines ermittelt, doch ist es oft möglich, aus derselben Schlüsse auf die Natur der dasselbe constituierenden Mineralien abzuleiten. So müssen, um einige Beispiele anzuführen, gemengte Orthoklasgesteine, deren Kieselgehalt mehr als 66 Procent beträgt, notwendigerweise Quarz enthalten; — ein Hornblende-Orthoklasgestein, dessen Kieselsäuregehalt dem des Orthoklases gleichkommt, enthält ebenfalls freie Kieselsäure, da der Kieselsäuregehalt der Hornblende bei weitem geringer ist, als der des Orthoklases: — in einem Orthoklas und Oligoklas haltenden Gesteine lässt sich aus dem Verhältnisse des Kali und Natron auf das Vorherrschen des einen oder anderen Feldspates schließen. Durch geschickte Interpretation der Bauschanalysen ist es zuweilen sogar möglich, das Mengungsverhältnis der Mineralelemente eines Gesteines wenigstens annähernd mit um so größerer Wahrscheinlichkeit zu ermitteln, je weniger Gemengtheile man zu berücksichtigen hat. Der Wert der Bauschanalyse wird bedeutend erhöht, wenn es mit Hilfe obiger Isoliermethoden gelingt, den einen oder andern der Gesteinsbestandteile einer gesonderten Analyse zu unterwerfen. Endlich pflegt man, wenn das Gestein sich aus in Säuren

leicht zersetzbaren und darin unlöslichen Silikaten aufbaut, eine doppelte Analyse, des zersetzbaren und des nicht zersetzbaren Anteiles, vorzunehmen.

Häufig ist man nicht in der Lage, eine zeitraubende chemische Analyse zu veranstalten. In diesem Falle leisten mikrochemische Reactionen vorzügliche Dienste. Das Princip derselben besteht darin, mit Hilfe geeigneter Aufschlussmittel (für Silikate Kieselflusssäure) und z. T. nach Zusatz bestimmter Reagentien charakteristische Krystallisationen hervorzurufen. So lässt sich z. B. ein minimales Körnchen von Kalifeldspat mikrochemisch sicher von einem Natronfeldspat unterscheiden, wenn man die Mineralproben auf einen durch eine erhärtete dünne Kanadabalsamschicht geschützten Objectträger bringt, mit je einem Tropfen chemisch reiner verdünnter Kieselflusssäure betupft, und die Präparate der freiwilligen Verdunstung überlässt. In dem einen Falle haben sich zahlreiche tesserale Kryställchen von Kieselfluorkalium, in dem andern scharfe hexagonale Prismen von Kieselfluornatrium gebildet.

Eine bedeutende Erleichterung in der Bestimmung der Gemengteile mancher dichter Gesteine gewährt die nicht seltene Erscheinung, dass dichte Varietäten, wenn auch oft erst in bedeutenderen Entfernungen, allmählich in deutlich körnige übergehen oder wenigstens stellenweise einzelne ihrer Gemengteile in größeren Individuen ausgeschieden enthalten. Auch die Verwitterung der Gesteinsoberflächen giebt mancherlei Aufschluss über die Zusammensetzung der Gesteine, weil deren verschiedenartige Gemengteile von der Verwitterung verschieden stark angegriffen werden. Auf derartige Verhältnisse muss deshalb bereits bei Untersuchung der anstehenden Gesteinsmasse Rücksicht genommen werden.

Schwieriger gestalten sich die Verhältnisse bei dichten Gesteinsarten, deren Bestandteile das unbewaffnete Auge nicht mehr zu unterscheiden vermag. Das nächstliegende Hilfsmittel ist die Lupe, und wenn sich auch diese als ungenügend erweist, das **Mikroskop**. Letzteres Instrument ist seit den hochwichtigen Resultaten, wie sie zuerst und vorzüglich von Sorby, Vogelsang, Zirkel und Rosenbusch erzielt worden sind, eines der unentbehrlichsten Hilfsmittel der Gesteinsuntersuchung, und die mikroskopisch-optische Gesteinsanalyse eine erfolgreiche Methode der geologischen Wissenschaft geworden.

Bereits bald nach Einführung des Mikroskops in die Petrographie hat sich die Mikrostruktur der Gesteine und der sie bildenden Mineralien als ungeahnt compliciert und abwechslungsreich erwiesen; bis dahin für selten gehaltene Mineralien fanden sich, wenn auch in mikroskopischer Kleinheit, allgemein verbreitet und scheinbar homogene Gesteine lösten sich unter dem Mikroskope in Aggregate der verschiedenartigsten Gemengteile auf, — kurz die Anschauungen über die Structur und Zusammensetzung vieler

Gesteine und über die Rolle, welche gewisse Mineralien als Gesteinselemente spielen, änderten sich vollkommen.

Als Aufgabe der Gesteinsmikroskopie ergibt sich nach obigem erstens die Ermittlung der mit bloßem Auge oft nicht erkennbaren Gesteinsbestandteile, zweitens die Beobachtung des Baues, also der anatomischen Strukturverhältnisse dieser letzteren, drittens die Feststellung der Struktur der Gesteinsmasse selbst.

Die Gesteinsmikroskopie besteht darin, dass Dünnschliffe, d. h. so dünn geschliffene Gesteinsplättchen, dass sie stark durchscheinend oder durchsichtig geworden sind, bei durchfallendem Lichte und mit Anwendung polarisierten Lichtes der mikroskopischen Untersuchung unterworfen werden.

Bezüglich der Methoden zur Herstellung solcher Dünnschliffe sowie der Anwendung des Mikroskopes mit Polarisationsvorrichtung zur Mineral- und Gesteinsdiagnose muss auf die sub 1 und 2 auf Seite 18 angeführte Specialliteratur (Zirkel I, S. 20; Rosenbusch I, S. 6) verwiesen werden.

§ 7. Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen. Die Mineralelemente der Gesteine pflegte man als homogene Körper zu betrachten und zu bezeichnen; im Gegensatze zu dieser Ansicht hat das Mikroskop gelehrt, dass diese Homogenität nur eine scheinbare ist, nur für das bloße Auge existiert, vielmehr durch mikroskopische fremde Einschlüsse gestört wird. Diese Einschlüsse sind teils fester, teils flüssiger Natur. Die festen sind wiederum entweder solche von amorpher Glassubstanz (Glaseinschlüsse), oder solche von mikroskopischen Kryställchen, Körnchen und Nadeln (Mikrolithen).

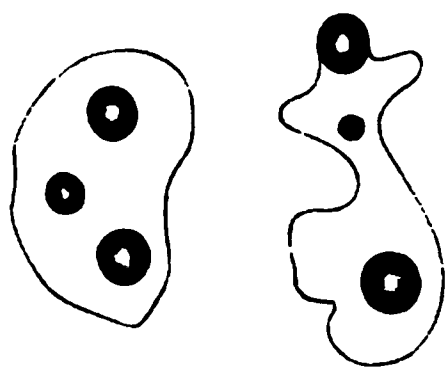


Fig. 2. Mikroskopische Glaseinschlüsse mit Bläschen.
Nach Zirkel.

Die Glaseinschlüsse entstehen dadurch, dass ein sich aus einem geschmolzenen Magma ausscheidender Krystall kleine Partikelchen des Schmelzflusses umschließt, welche bei rascher Erstarrung als Einschlüsse von glasier Substanz erscheinen. Wo sich demnach solche Glaseinschlüsse finden, überall liefern sie den definitiven Beweis dafür, dass das krystallinische Gestein, in dessen Mineralelementen sie auftreten, ursprünglich sich in glutflüssigem Zustande befunden hat.

Eine ganz analoge und das eben Gesagte nur bestärkende mikroskopische Erscheinung ist die, dass sich Adern und Schläuche von Glassubstanz in die Krystalle hinein erstrecken. Beide Beobachtungen wiederholen sich nicht nur bei Obsidian und Pechstein, sondern auch bei Phonolithen, Basalten, Melaphyren, Porphyren und anderen zweifellos vulkanischen Gesteinen, wo sie in Augit, Hornblende, Nesean, Nephelin, Olivin, Leucit, Feldspat und Quarz auftreten. Die Gestalt der Glaseinschlüsse ist sehr gewöhnlich eine eiförmige oder kugelige, nicht selten

aber auch eine zackige oder unregelmäßig keilförmige, zuweilen auch eine Wiederholung der Krystallform des sie einschließenden Minerals. In den Glaseinschlüssen finden sich sehr gewöhnlich Bläschen, ohne dass jedoch eine Constanz zwischen dem Volumenverhältnis der festen Masse und der Hohlräume obwaltet, so dass sie ihre Entstehung der Contraction der umhüllten Glassubstanz nicht verdanken können. Vielmehr scheinen gerade die Bläschen die Veranlassung zur Entstehung von Glaseinschlüssen gegeben zu haben, indem sie bei ihrem Aufsteigen durch die glutflüssige Masse etwas von dieser letzteren mit sich rissen. Sobald sie jedoch auf einen in der Bildung begriffenen Krystall stießen, blieben sie an diesem haften und wurden von ihm bei seinem ferneren Wachstum eingeschlossen. Daher rührt die zonenweise, den Conturen des sie einschließenden Krystalles parallele Anordnung der Glaseinschlüsse mancher Eruptivgesteine. Die Farbe der umschlossenen Glassubstanz stimmt mit derjenigen der den Krystall umgebenden Glasmasse oft überein, und ist dann wie diese grün, braun, grau oder gelblich, kann aber auch viel dunkler sein.

Sehr häufig ist mit der Erstarrung der Partikelchen des Schmelzflusses, welche von dem sich bildenden Krystallindividuum eingeschlossen wurden, die Ausscheidung winziger Nadelchen, Fäserchen oder Körnchen Hand in Hand gegangen, wodurch die Glassubstanz zu einer teilweise krystallinischen Ausbildung gelangt ist, ein Zustand, den man als Entglasung bezeichnet hat. Diese lässt sich in allen nur möglichen Graden der Deutlichkeit von fast vollkommen glasiger Beschaffenheit bis zu einem dichten Gewebe von Krystallnadeln verfolgen, wovon Fig. 3 einige Beispiele

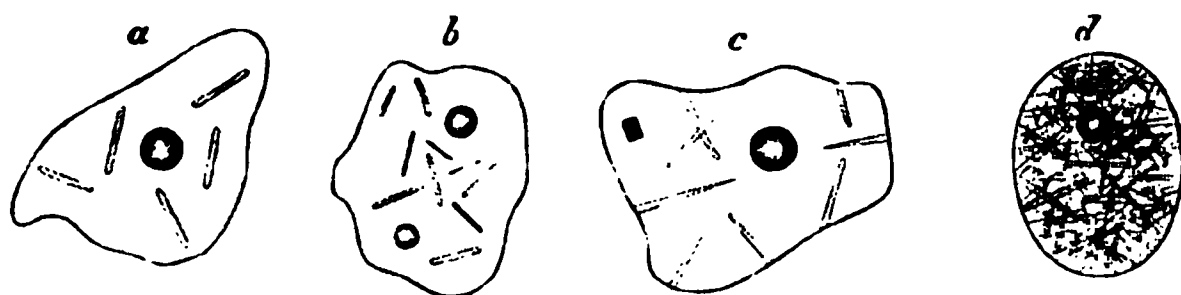


Fig. 3. Glaseinschlüsse, mehr oder weniger entglast. Nach Zirkel.

illustriert. Die Zahl der Glaskörner in manchen Mineralien (so in Leuciten des Vesuvs, vielen Augiten, Feldspäten und Noseanen) ist so enorm, dass diese letzteren auf das innigste von jenen imprägniert sein müssen und in der That in einem nur den Bruchteil eines Millimeters messenden Krystalle nach Tausenden zählen.

Die Verteilung der Glaseinschlüsse ist entweder und zwar vorwiegend eine vollkommen regellose, z. T. aber zeigt sie eine gewisse Gesetzmäßigkeit. In letzterem Falle erscheinen die Glaseinschlüsse im Centrum der Krystallindividuen massenhaft angehäuft, während die Randpartien vollständig frei davon bleiben (siehe Fig. 4 a), oder aber es stellt sich eine concentrische Anordnung derselben zu lauter den äußeren Umrissen des

Krystalles parallelen Zonen, also ein schichtenartiger Aufbau des Krystall-individuums aus abwechselnden, an Glaseinschlüssen reichen und armen Lagen der Mineralsubstanz ein (siehe Fig. 4. *b* und *c*).

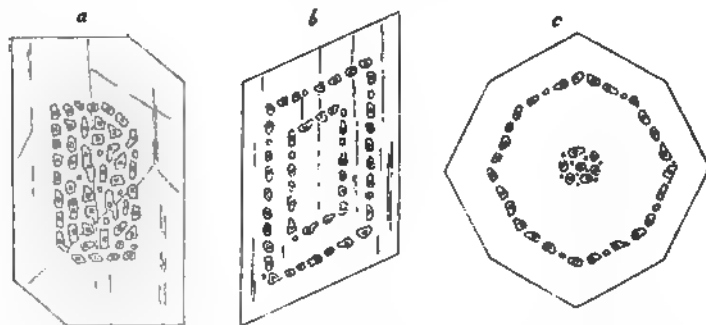


Fig. 4. *a* Centrale Anhäufung der Glaseinschlüsse. *b* Zonenartige concentrische Anordnung derselben. *c* Combination beider. Nach Zirkel.

Den Glaseinschlüssen analoge Erscheinungen sind Einschlüsse von felsitischer oder mikrokrySTALLINER Grundmasse in den Einsprenglingen porphyrischer Gesteine.

Einschlüsse von mikroskopischen Krystallgebilden und Mikrolithen innerhalb der gesteinsbildenden Mineralindividuen sind sehr verbreitete Erscheinungen. Unter Mikrolithen versteht man mikroskopische, oft nadelförmige Ausscheidungen, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Mineralspecies nicht immer nachweisbar ist. Meistenteils sind diese Einschlüsse ganz wirr und regellos in dem umschließenden Minerale eingestreut, in anderen Fällen aber steht ihre Verteilung in gesetzmäßiger Beziehung zu Form und Wachstum des Hauptkrystalles in der Weise, dass sie in zu der Oberfläche des letzteren parallelen Zonen angeordnet erscheinen.

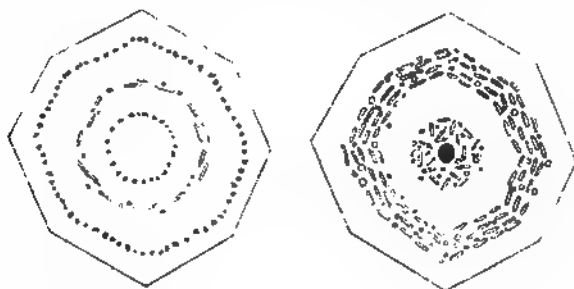


Fig. 5 und 6. Concentrisch-zonale Anordnung der Mikrolithe im Leucit. Nach Zirkel.

Damit steht ein schalenförmiger Aufbau des betreffenden Augit-, Hornblende- und Leucitindividuum in Verbindung, welcher in Gesteinsschliffen z. T.

durch die Farbenverschiedenheit der einzelnen, das Ganze zusammensetzenden parallelen Lagen, namentlich aber durch die den einzelnen Schichten entsprechende Aneinanderreihung der fremden Einschlüsse hervortritt. Letztere bestehen bei Hornblende- und Augitkrystallen namentlich aus Magneteisenkörnchen, Nephelin- und Feldspatmikrolithen, — bei Leuciten aus Augitmikrolithen, Magneteisenkörnern, Glaseinschlüssen, Nosean-, Granat- und Nephelinkryställchen. Vorzüglich im Leucite sind sie sehr gewöhnlich in höchst regelmäßigen concentrischen Zonen angeordnet und stellen dann in Krystalldurchschnitten concentrische Kreise oder achteckige Querschnitte dar (Fig. 5 und 6). Doch kommen auch Leucite mit radial gestellten Einschlüssen vor. So enthalten die Leucite eines Lavastromes des Vesuvs keulenförmige Einschlüsse von brauner Schlackenmasse (siehe Fig. 7) sowie Mikrolithe von Augit in radialstrahlenförmiger Anordnung.

Die Menge solcher fremdartiger Einschlüsse in anscheinend homogenen Mineralien ist oft überraschend groß und äußert sich mit Bezug auf diese letzteren einerseits in deren Farbe, Glanz und Ansehen, andererseits in dem Resultate der chemischen Untersuchung. Die rote Farbe des Carnallites, des Heulandites, des Perthites wird durch Blättchen von Eisenoxyd hervorgebracht, in ähnlicher Weise rührt der kupferrote metallische Schimmer des Hypersthenes, die graue Farbe mancher Feldspäte, die grüne des Prasems, das Farbenspiel des Labradors von fremdartigen Einschlüssen her. Dass diese einen Einfluss auf das Ergebnis der chemischen Untersuchung ausüben, ist natürlich, und dadurch erklären sich in vielen Fällen Abweichungen der Analysen von der berechneten Normalformel.

Abgesehen von den mikroskopischen Krystallgebilden und Mikrolithen, wie sie innerhalb krystallinischer Gesteinsbestandteile vorkommen, bergen auch die meisten nicht krystallinischen, also die glasartigen und halbglasigen, anscheinend homogenen Gesteine oft eine Fülle von Mikrolithen. Selbst die wie das vollkommenste Glas aussehenden Obsidiane sind von ihnen durchschwärmt, ebenso die Pechsteine und Perlite, sowie die glasartige Zwischenmasse (Basis) der Basalte, Melaphyre. Unter allen Mineralien treten Feldspäte, Hornblenden, Augite und Apatite am häufigsten in Form von Mikrolithen auf; andere sind nicht auf ein bestimmtes Mineral zurückführbar. Man unterscheidet pellucide und undurchsichtige schwarze Mikrolithe. Die ersteren,

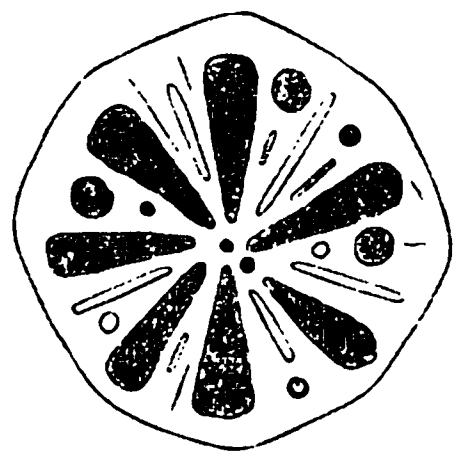


Fig. 7. Vesuvischer Leucit mit radial angeordneten fremdartigen Einschlüssen. Nach Zirkel.

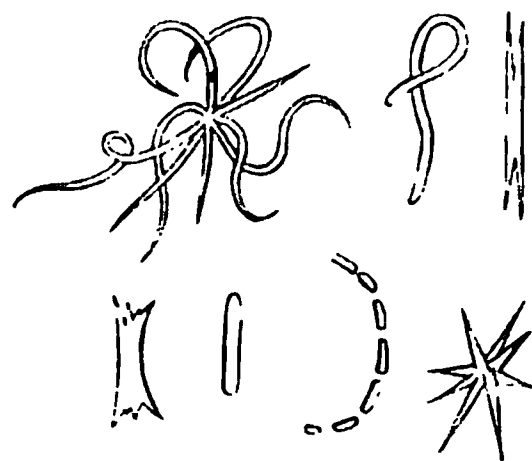


Fig. 8. Pellucide Mikrolithe (Belonite). Nach Zirkel.

die Belonite (Fig. 8) sind gewöhnlich einfach nadelförmig, stachelig, geradlinig und an beiden Enden stumpf abgestutzt, keulenförmig verdickt oder gabelig gezackt, zuweilen sind sie zu sternförmigen Aggregaten mit einander verbunden oder in mehrere hintereinander liegende Glieder aufgelöst und endlich haken- oder schleifenförmig gebogen. Neben den



Fig. 9. Haarförmige, schwarze Mikrolithe (Trichite).
Nach Zirkel.

schwarzen Haare ähnliche Krystallausscheidungen, die Trichite (Fig. 9). Sie beschreiben sehr gewöhnlich schleifenartige, zickzackförmige, schraubenähnliche Windungen oder strahlen



Fig. 10. Trichite im Obsidian, von Körnchen eingefasst.
Nach Zirkel.

durchsichtigen wasserhellen, in größeren Exemplaren das Licht polarisierenden Beloniten erscheinen in glasigen Gesteinen außerordentlich dünne, undurchsichtige, einem schwarzen Haare ähnliche Krystallausscheidungen, die Trichite (Fig. 9). Sie beschreiben sehr gewöhnlich schleifenartige, zickzackförmige, schraubenähnliche Windungen oder strahlen von einem centralen Magnetisierungskorne allseitig aus. Zuweilen sind die Trichite auf einer oder beiden Seiten perlschnurartig mit winzigen runden Körnchen besetzt (siehe Fig. 10).

Die Mikrolithe sind in der glasigen Gesteinsmasse sehr ungleichmäßig verteilt, stellenweise ist diese ganz frei davon, an anderen Punkten liegen die Ausscheidungen wirr durch einander, an noch anderen legen sie sich so dicht an einander, dass sie ein scheinbar einheitliches Individuum mit mehr oder weniger scharfen, für die Mineralspecies charakteristischen Conturen aufbauen, oder endlich sind sie parallel neben einander stromartig zu Bändern angeordnet, welche sich wellig hin- und herwinden, sich um im Wege

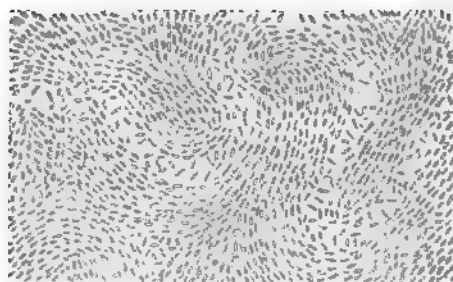


Fig. 11. Mikrofluktationsstruktur im Obsidian.
Nach Zirkel.

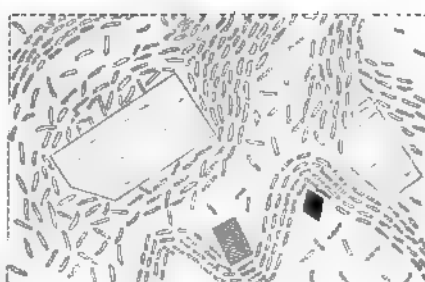


Fig. 12. Mikrofluktationsstruktur im Pechstein.
Nach Zirkel.

liegende Krystalle biegen oder sie umzingeln. Es ist dies die Erscheinung der Mikrofluktationsstruktur (siehe pag. 23 und Fig. 11 und 12). Aus ihr geht hervor, dass sich das ursprünglich glutflüssige Magma jener

glasartigen Gesteine, nachdem sich bereits einzelne größere Krystalle und unzählige Mikrolithen aus ihm ausgeschieden hatten, noch in einem derartigen Zustande der Plasticität befand, dass es sich noch eine Zeit lang in durch einander fließender Bewegung erhalten konnte. Ebenso wie in den durchaus glasigen oder halbglasigen Gesteinen wiederholt sich diese Fluctuationsstructur auch in der glasigen Grundmasse der Basalte, Melaphyre u. a.

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz, Topas, Steinsalz, Sylvin, Gyps und Flussspat, groß genug, um mit bloßem Auge erblickt zu werden, sind seit langer Zeit bekannt, auf die außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung mikroskopischer Einschlüsse von Flüssigkeiten wurde man erst später aufmerksam. Die kleineren derselben sind gewöhnlich rundlich oder eiförmig, besitzen auch wohl die Gestalt des sie umschließenden Krystalles; die größeren sind oft unregelmäßig verästelt und schlauchartig in die Länge gezogen (siehe Fig. 13). Ihre überwiegende Mehrzahl ist nicht ganz mit Flüssigkeit ausgefüllt, sondern zeigt ein Bläschen, eine Libelle, welche sich sehr häufig rastlos umherkreisend bewegt. Die eingeschlossene Flüssigkeit ist entweder reines Wasser oder eine wässrige Solution von Chlornatrium, Chlorkalium oder Sulfaten von Natron, Kali und Kalk, oder Wasser mit wenig Kohlensäure, oder aber flüssige Kohlensäure (letztere z. B. in granitischen Quarzen). In manchen augenscheinlich eine concentrirte Salzlösung enthaltenden Gesteinsporen sind Würfelchen von Steinsalz ausgeschieden, welche bei Berührung mit der beweglichen Libelle von dieser fortgeschoben werden, also frei in der Mutterlauge liegen (z. B. im Quarze des Quarzporphyres auf Arran, des Zirkonsyenites von Laurvig; Fig. 14).

Die Flüssigkeitseinschlüsse erreichen selten mehr als 0,06 mm im Durchmesser, sinken dagegen zu solcher Kleinheit herab, dass sie selbst bei 1000facher Vergrößerung als kaum wahrnehmbare Punkte erscheinen. Das Dimensionsverhältnis von Flüssigkeitseinschluss und Libelle ist ein vollkommen unbestimmtes, so dass sich in ein und demselben Krystalle große Flüssigkeitseinschlüsse mit außerordentlich kleinen Bläschen dicht neben sehr kleinen

Einschlüssen mit sehr großen Libellen finden (siehe Fig. 15). Das Bläschen kann demnach nicht durch Zusammenziehung der erkaltenden, ursprünglich

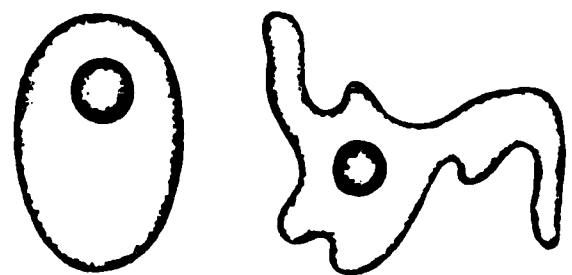


Fig. 13. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen. Nach Zirkel.

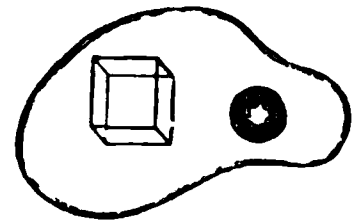


Fig. 14. Flüssigkeitseinschluss mit Libelle und Kochsalzwürfelchen. Nach Zirkel.

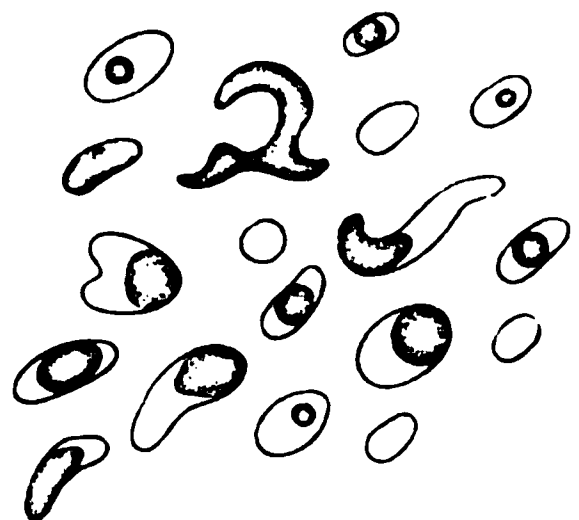


Fig. 15. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen von relativ verschiedener Größe. Nach Zirkel.

den ganzen Hohlraum ausfüllenden Flüssigkeit entstanden sein, weil in diesem Falle die Größe beider in einem ganz bestimmten Verhältnisse stehen müsste. Unzweifelhaft aber ist es, dass die mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse bei der Bildung des Gesteins von letzterem umfasst wurden, also ursprünglich, nicht etwa später infiltriert worden sind. Die Flüssigkeitseinschlüsse treten entweder wirr durch einander gestreut auf oder sind zu sich verzweigenden und dann wieder vereinigenden Zonen gruppiert, welche die Substanz des sie einschließenden Mineralen durchziehen. Am häufigsten sind Flüssigkeitseinschlüsse bis jetzt beobachtet worden in dem zum Teil von ihnen durch und durch erfüllten Quarze der Granite, Gneise, Porphyre, ferner im Feldspate, nicht selten auch im Augit, Nephelin, Olivin und Leucit echter geflossener Laven, sowie vieler Basalte, ferner im Topas, Apatit, Vesuvian, Beryll, Flussspat und in anderen Mineralien.

Von den oben erwähnten Glaseinschlüssen unterscheiden sich die Flüssigkeitseinschlüsse durch ihre breite und dunkle Randbegrenzung im Vergleiche mit der schmalen der ersteren, durch die schmale Umrandung der Libellen, während die Bläschen der Glaseinschlüsse mit einem dunklen und breiten Rande versehen sind, ferner meistens durch die Beweglichkeit der Libellen (zuweilen jedoch auch feststehend), durch ihr Verschwinden beim Erwärmen (flüssige Kohlensäure) und durch die Farblosigkeit ihres Inhaltes im Gegensatze zu der oft gelblichgrünen oder bräunlichen Farbe der Glassubstanz.

Endlich sind in den krystallinischen Gemengteilen vieler Eruptivgesteine mikroskopische Poren, also Hohlräume von eiförmiger oder kugelig Gestalt verbreitet, welche genau wie die größeren Blasen zahlreicher Laven durch emporsteigende und im erkaltenden Magma stecken bleibende Gas- oder Dampfblasen gebildet wurden. Falls sie nicht regellos zerstreut liegen, sind sie zu wolkenartigen Haufen oder perlschnurartigen Reihen angeordnet und können einzelne Mineralien in unermesslicher Zahl erfüllen.

§ 8. **Classification der Gesteine.** Die Gesteine sind, wie bereits dargelegt, Aggregate von Mineralien. Je nachdem nun an dieser Aggregierung nur eine Mineralsubstanz, oder mehrere Mineralspecies oder endlich Trümmer und Reste anderer Gesteine teilnehmen, kann man die Felsarten von rein mineralogisch-petrographischem Standpunkte aus in folgenden 3 Classen unterbringen:

I. Gesteine, die wesentlich aus einer Mineralsubstanz bestehen und zum großen Teile krystallinische Aggregate von Individuen einer einzigen Mineralspecies sind: einfache Gesteine. Beispiel: Marmor.

II. Gesteine, die aus einem innigen Gemenge mehrerer Mineralsubstanzen oder aus einem Aggregate gegenseitig mit

einander verwachsener **Individuen** mehrerer Mineralspecies bestehen: **gemengte Gesteine**. Beispiel: Granit.

III. Gesteine, die zum großen Teile aus losen oder verkitteten **Trümmern** und erdigen oder sandigen Resten anderer Gesteine zusammengesetzt sind: **klastische oder Trümmergesteine**. Beispiele: Conglomerat, Sandstein, Lehm.

b. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Classe. **Einfache Gesteine.**

a. **Eisgesteine:**

1. **Eis.**

Nach seiner Entstehungsweise unterscheidet man das Eis in **Schnee-eis** und **Wassereis**, und ersteres nach seiner petrographischen Beschaffenheit in **Schnee**, **Firn** und **Gletschereis**.

Der **Schnee** ist ein loses Aggregat von Nadeln, Lamellen und Flocken, entsteht durch Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit und bildet in der obersten Region der Hochgebirge, sowie in den Polargegenden ausgedehnte und mächtige Ablagerungen. Hier runden sich die ursprünglich **krystallinischen Flöckchen** durch rasche Verdunstung und Sonnenbestrahlung zu einem feinen, sandähnlichen Pulver.

Der **Firn**, ein Aggregat von losen oder durch Eiscement verbundenen blendend weißen Eiskörnern, diese voll von nach oben runden, nach unten spitzen Luftbläschen, entsteht in geringeren Höhen der Hochgebirge (von etwa 3300 m abwärts) durch Verschmelzung des Hochschnees zu Eiskörnern, welche zeitweise durch dazwischen sickerndes und gefrierendes Wasser zu einer mehr oder minder festen Masse verkittet werden können.

Das **Gletschereis** ist ein **krystallinisch körniges** und zwar regellooses Aggregat von einheitlichen **krystallinischen Eiskörnern**, deren Größe von der Firngrenze gegen das Ende des Gletschers von der Dimension einer Erbse bis zu der eines Hühnereies wächst. Es entsteht durch Zusammenschmelzung der Firneiskörner und zeigt eine mehr oder minder deutliche schichtenartige Bankung, zugleich aber eine die Schichtung quer durchsetzende Bandstructur, indem weiße luftblasenreiche und blaue luftblasenfreie Lamellen mit einander abwechseln. Ferner ist das Gletschereis von **außerordentlich feinen Haarspalten** durchdrungen, welche den **Eiskorn-Grenzen** entsprechen, und besitzt in größeren Massen eine schöne **blaue Färbung**, während kleinere Stücke farblos sind. Die Gletscher erreichen

über 800 m Mächtigkeit. Ihr Vorkommen ist ein doppeltes: erstens in der Hochgebirgszone der gemäßigten und heißen Länder zwischen dem Firn und der Schmelzlinie des Eises (Alpengletscher); zweitens in den Gebirgs- und Hügelländern höherer Breiten (Polargletscher, Inlandeis), wo sie ihre Enden bis ins Meer hinein strecken, in welchem dieselben von den Wellen zerstückelt und als Eisberge fortgetrieben werden.

Das Wassereis bildet sich durch Ausscheidung nadelförmiger Eiskrystalle sowohl auf der Oberfläche, wie auf dem Grunde der Gewässer (Grundeis). Ersteres ist dicht, hart, durchsichtig, weißlich oder grünlich, letzteres schwammig, locker und, weil erdige und sandige Teile des Bodens umschließend, schmutzig gefärbt. Die Polarmeere sind die hauptsächliche Heimat des Wassereises, sie tragen eine 6 bis 10 m mächtige Eisdecke, welche im Sommer nur zum Teil in Schollen bricht und von der Strömung weggeführt wird, zum Teil auch lange Jahre hindurch fest bleibt.

b. Chlorid- und Nitratgesteine:

2. Steinsalz.

Das Steinsalz ist ein blätteriges, körniges oder faseriges Aggregat des Mineralen Kochsalz, also von Chlornatrium. Seine leichte Löslichkeit in Wasser, sein salziger Geschmack und seine ausgezeichnete hexaëdrische Spaltbarkeit machen es leicht kenntlich. Abänderungen in dem genannten Normalbestande werden durch Beimischungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche dem Steinsalze die Eigenschaft erteilen, Feuchtigkeit aus der Luft anzuziehen, sowie von Chlorkalium hervorgebracht. Andere Beimengungen verleihen dem ursprünglich farblosen Gesteine mancherlei Färbungen. So färbt eine geringe Beimengung von Eisenoxyd das Steinsalz rot, von Kupfergrün oder Kupferchlorid grün oder blau, von Bitumen grau oder blau, während endlich Anhydrit, namentlich häufig aber Thon, als Verunreinigung auftritt (Thonsalz). An manchen Punkten seines Vorkommens, so in Stassfurt bei Magdeburg, namentlich aber in Wieliczka, enthält das Steinsalz Blasen, welche mit verschiedenen verdichteten Gasen (Wasserstoff, Kohlensäure, Kohlenoxyd, Kohlenwasserstoff) gefüllt sind, deren bei der Auflösung des Salzes stattfindendes Entweichen ein knisterndes Geräusch verursacht (Knistersalz). Außerordentlich häufig sind im Steinsalze Flüssigkeitseinschlüsse und zwar sowohl solche, die mit bloßem Auge sichtbar sind, wie mikroskopisch kleine, in denen das vollkommen inconstante Volumenverhältnis zwischen Flüssigkeit und inneliegender Libelle besonders deutlich hervortritt. Sehr gewöhnlich ist die Form der Flüssigkeitseinschlüsse entsprechend der Krystallgestalt des Steinsalzes eine cubische. Das Material des eingeschlossenen Fluidums ist meist Chlornatriumlösung, häufig auch ein Kohlenwasserstoff, der dann dem Steinsalz einen stinkenden Geruch verleiht.

Das Steinsalz ist entweder nur undeutlich oder gar nicht geschichtet. In Stassfurt wird es durch dünne parallele Lagen von Anhydrit in regelmäßige Bänke gesondert. Es bildet mächtige Lager und Stöcke zwischen Thon, Gyps, Anhydrit, Mergel und Dolomit. Die Salzlagerstätte von Stassfurt ist über 900, die bei Sperenberg (unweit Berlin) erbohrte gegen 1200, die von Wieliczka stellenweise über 1400 m mächtig. Die Ablagerungen des Steinsalzes sind auf keine bestimmte Formation beschränkt, sie verteilen sich vielmehr auf die ganze sedimentäre Schichtenreihe, wie dies aus der folgenden tabellarischen Übersicht hervorgeht.

Formation	Localität
Bildungen der Jetztzeit .	Wüstensalz der Kirgisensteppe, in Arabien, in Südamerika. Seesalz am Toten Meere, am Großen Salzsee (Utah).
Tertiär	Lagerstätten von Cardona in Catalonien, Wieliczka, Bochnia und Kalusz in Galizien, — in Siebenbürgen, Kleinasien und Armenien, — von Rimini in Italien, in Louisiana.
Kreide	Westphälische Soolquellen (Unna). — Algier (s. v. Medeah).
Jura mit Purbeck . . .	Soole von Rodenburg am Deister. — Bex im Canton Waadt.
Keuper	Salzderhelden, Lothringen, Hall in Tirol, Hallein, Berchtesgaden, Ischl, Hallstadt, Aussee.
Muschelkalk	Am oberen Neckar und Kocher (Württemberg), Ernstthal, Erfurt und Stotternheim (Thüringen).
Buntsandstein	Schöningen bei Braunschweig, Arnshall bei Arnstadt, England.
Perm	Bei Gera, Artern (Thüringen), Stassfurt, Halle, Sperenberg; Segeberg (Holstein); Inowrazlaw; Kirgisensteppe am Heckflusse.
Steinkohlenformation .	Am Kanawha und New River (West Virginia), im englischen Steinkohlengebirge von Durham, Bristol u. a. L.
Devon	Bei Winchell in Michigan.
Silur	West Virginia; bei Salina und Syracuse im Staate New-York, bei Saginaw in Michigan, Provinz Ontario in Canada, Salt Range in Indien.

Carnallit, 26,8 Chlorkalium, 34,2 Chlormagnesium, 39 Wasser, derb, großkörnig, durch mikroskopische Schüppchen von Eisenglanz rot gefärbt, an der Luft zerfließend. — Kieserit, Magnesiumsulfat mit 4 Mol. Wasser, derb, feinkörnig bis dicht, gelblich bis weißlichgrau. Beide in bis fußmächtigen Bänken mit Steinsalz wechsellagernd. Stassfurt und Kalusz.

Chilisalpeter, ein z. T. hartes, dichtes, weißes, gelbliches oder geädertes, z. T. poröses, grobkörnig sandiges Gemisch von 20 bis 75 Proc. salpetersaurem Natron mit Kochsalz, Chlormagnesium, salpetersaurem Kali

und Magnesia, schwefelsaurem Kali, Natron und Kalk, sowie kohlensaurem Kalk und etwas Jod- und Bromnatrium, nebst beigemengtem Sand. Als 0,3 bis 4 m mächtige Ablagerungen auf der Sohle von Thalbecken und Mulden der regenlosen Küstenstriche von Peru, Bolivia, Chile (H. Gruner, Berlin 1883).

c. Sulfatgesteine:

3. Gyps.

Das Gypsgestein ist ein spätiges, faseriges, schuppiges oder körniges bis dichtes Aggregat von Gypsindividuen, besteht also aus Calciumsulfat mit 2 Mol. Wasser. Ein vorzügliches Unterscheidungsmerkmal desselben von anderen ähnlich aussehenden Gesteinen, z. B. gewissen Kalksteinen, ist seine Weichheit und sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Seine ursprüngliche Farbe ist zwar weiß, wird jedoch durch Beimengungen von Bitumen und Thon in eine graue und durch solche von Eisenoxyd in eine gelbe, rote und braune verwandelt. Neben den einfarbigen treten gefleckte, gestreifte, wolkige, marmorierte Gypse auf. Nach Verschiedenheiten in ihrer Structur unterscheidet man:

Spätigen Gyps; Aggregat von zum Teil fußlangen Individuen, so z. B. in der Marienhöhle bei Reinhardtsbrunn, ja von lachtergroßen Individuen, so in dem Steinsalzbezirke von Wieliczka.

Fasergyps; Aggregat von seidenglänzenden Fasern, welche meist senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Platten stehen, die dieses Gestein zwischen körnigem Gypse bildet.

Dichten Gyps; außerordentlich feinkörnig, sehr häufig schneeweiß und an den Kanten durchscheinend, dann Alabaster genannt.

Körnigen Gyps; körniges Aggregat von weißer oder lichter Farbe, oft mit dunklen Flecken und Wolken.

In den beiden letztgenannten Varietäten kommen namentlich Bergkrystall (bei Fahner in Thüringen) und Boracit (bei Lüneburg), ferner Aragonit, Cölestin, Schwefelkies und Schwefel (Spanien und Sicilien) als zufällige Gemengteile vor.

Der Gyps ist gewöhnlich ungeschichtet und bildet in der Regel linsen- oder stockförmige Einlagerungen, während parallele Schichten verhältnismäßig selten sind (Osterode am Harz). Thon, Steinsalz, Anhydrit sind seine gewöhnlichsten Begleiter. Durch Auslaugung (er ist in 420 Teilen Wasser löslich) sind in ihm häufig Hohlräume (Schlotten) entstanden, welche zum Teil meilenweite Erstreckung besitzen und dann öfters die Fundorte diluvialer Wirbeltiere (z. B. *Ursus spelaeus*) sind. Seine Hauptentwicklung fällt in die Dyas, Trias und das Tertiär. So umgiebt ein hoher, 6 Meilen langer felsiger Wall von Gyps der Zechsteinformation den Südrand des Harzes von Sangerhausen bis Osterode, ebenso gehört der bereits erwähnte

spätige Gyps von Reinhardtsbrunn der Dyas an. Mächtige Einlagerungen von triadischem Gypse sind namentlich in Thüringen, in den Neckargegenden, bei Lüneburg u. s. w. bekannt.

4. Anhydrit.

Das Anhydritgestein ist ein grobkörniges bis dichtes Aggregat von Anhydritindividuen und besteht wie dieses Mineral aus wasserfreiem Calciumsulfat. Vom Gyps, mit welchem er vergesellschaftet vorkommt, unterscheidet ihn bereits seine größere Härte (3—3,5 gegen 1,5—2), vom Kalkstein, mit dem er zuweilen große Ähnlichkeit hat, namentlich sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Weiß, hellgrau, hellrötlich, hellblau sind seine gewöhnlichen Farben. Local erhält er durch Bitumen einen stark stinkenden Geruch, ist selten und dann meist nur undeutlich geschichtet und tritt zuweilen in dünnen, parallelen Lagen (Schnüren) zwischen anderen Gesteinen, so im Steinsalze von Stassfurt auf. Mitunter ist der Anhydrit auf das feinste von Carbonaten durchwachsen, nach deren Auslaugung lockere Anhydrit-Asche zurückbleibt.

Sein geologisches Vorkommen fällt mit dem des Gypses zusammen. Durch Aufnahme von Wasser geht der Anhydrit leicht in Gyps über, und es sind daher die von ihm gebildeten Gebirgsmassen gewöhnlich von einer mächtigen Gypskruste bedeckt. Aus dem auf den letzten Seiten Gesagten geht hervor, dass Gyps, Anhydrit und Steinsalz sehr gewöhnlich vergesellschaftet sind. Einige der wichtigsten der deutschen Fundorte des Anhydrites sind: Osterode am Harz, Stassfurt bei Magdeburg, Lüneburg, Sulz am Neckar, Hall in Tirol.

Anhangsweise sei erwähnt:

Schwerspat, ein dichtes, dunkelgraues Aggregat von Schwerspat-Individuen, welches z. B. zwischen den Thonschiefern an der Lenne (Westfalen) in bis über 30 m mächtigen Lagern auftritt.

d. Phosphatgesteine:

5. Phosphorit.

Der Phosphorit ist ein strahliges, faseriges bis dichtes Apatitgestein von weißlicher, graulicher und gelblichbrauner Farbe, welches Gänge und Nester im Cambrium, Silur, Devon und Granit, aber auch Ablagerungen in muldenförmigen Vertiefungen innerhalb älterer Kalksteine (in Estremadura, in Nassau an der Lahn und Dill, in Bayern bei Amberg, bei Quercy, auf Florida) bildet. Als Knollen namentlich in der Kreide und im Oligocän, als Geschiebe im nordischen Diluvium.

Guano-Phosphate sind Bildungen der Jetztzeit, welche durch Wechselwirkung zwischen massenhaft angehäuften tierischen Excrementen und einer kalkreichen Unterlage entstehen und bisweilen steinartig fest werden (Curaçao-Phosphat).

e. Carbonatgesteine:

6. Kalkstein.

Der Kalkstein ist wesentlich ein Aggregat von Kalkspat-Individuen, seinem Normalbestande nach wesentlich Calciumcarbonat. Seine reinen Varietäten lösen sich unter lebhaftem Aufbrausen in Säuren vollständig. Sehr häufig wird ein Teil der Kalkerde durch Magnesia, Eisenoxydul oder Manganoxydul vertreten, und ebenso gewöhnlich erscheint die Kalkmasse verunreinigt durch Kieselsäure, Thon, Graphit und bituminöse Substanzen. Die Farbe des reinen Kalksteines ist weiß, infolge seiner Beimengungen nimmt er jedoch graue, gelbliche, bräunliche und schwärzliche Färbungen an oder ist farbig gefleckt, geflammt, gestreift oder marmoriert. Nach seinen Structurverhältnissen unterscheidet man folgende Varietäten:

a) körnigen Kalkstein, Marmor, ein grobkörniges bis zuckerig-feinkörniges Aggregat von z. T. polysynthetisch verzwilligten, z. T. aber auch

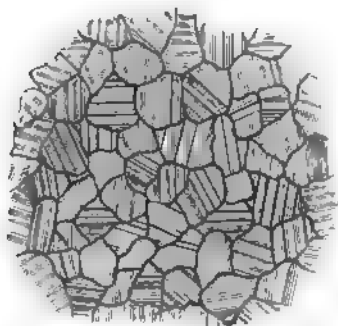


Fig. 16. Körniger Kalkstein aus polysynthetisch verzwilligten Kalkspatkörnern zusammengesetzt. Nach v. Imschensky.

ungestreiften, einfachen Kalkspatindividuen, welche nach allen Richtungen durch einander verwachsen sind (Fig. 16). Gewöhnlich ist der körnige Kalk weiß und an den Kanten durchscheinend oder hellgrau, hellgelb oder hellrötlich, einfarbig oder marmoriert. Sein Reichthum an zufälligen Gemengtheilen ist groß, unter diesen sind Glimmer, Grammatit, Granat, Spinell, Korund, Serpentin, Quarz, Apatit, Flussspat, Magnetkies, Schwefelkies, Graphit hervorzuheben. Namentlich kann der Glimmer in solcher Menge auftreten, dass der Kalkstein ein schieferiges Ge-

präge annimmt und dann Kalkglimmerschiefer genannt wird, während man den von Nestern, Adern und Körnern von Serpentin durchzogenen feinkörnigen Kalkstein als Ophicalcit bezeichnet.

Schichtung ist am krystallinischen Kalke bisweilen sehr deutlich zu beobachten, häufig aber gar nicht vorhanden. Die Mehrzahl seiner Vorkommen gehören den ältesten Formationen der Erdkruste, namentlich denen der Ur-Gneise und krystallinischen Schiefer an, zwischen welchen derselbe regelmäßige Lager oder unregelmäßige Stücke bildet, so z. B. bei Sala in Schweden, bei Auerbach an der Bergstraße, bei Drossendorf in Mähren, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, bei Crottendorf im Erzgebirge, bei Hermsdorf im Riesengebirge, im Alleghany-Gebirge, in Canada und am Süd-Ufer des Lake Superior. Die Marmorlager von Carrara und anderer südeuropäischer Localitäten sind bei weitem jüngeren, nämlich obertriadischen Alters.

Eine grobkörnige, spätige Varietät des krystallinischen Kalksteines ist der Kalksinter, welcher namentlich in der Form der Stalaktiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge gefunden wird.

b) dichten oder gemeinen Kalkstein; er besitzt eine äußerst feinkörnige krystallinische Structur, welche oft erst mit Hilfe des Mikroskopes als solche zu erkennen ist, und einen flach muscheligen bis splitterigen Bruch. Er ist meist einfarbig, gelblich, bräunlich oder grau, selten gefleckt und öfters sehr reich an Tierresten, dahingegen arm an zufälligen mineralischen Gemengteilen, unter welchen namentlich Bleiglanz, Schwefelkies, Zinkblende und deren Zersetzungsproducte Wichtigkeit besitzen. Der gemeine Kalkstein zeichnet sich vor dem körnigen durch Deutlichkeit und Schärfe seiner Schichtung aus und spielt eine höchst wichtige Rolle als Glied fast sämtlicher geschichteten Gebirgsformationen. Die dichten Kalksteine sind häufig durch Beimengungen verunreinigt. Nach der Art derselben unterscheidet man:

α) thonigen Kalkstein, β) kieseligen Kalkstein, γ) dolomitischen Kalkstein, δ) bituminösen Kalkstein (Stinkkalk, weil beim Zerschlagenwerden einen stinkenden Geruch von sich gebend). Außerdem bezeichnet man die dichten Kalksteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe als Kohlenkalk, Zechsteinkalk, Jurakalk, — nach ihrer Versteinerungsführung als Stringocephalenkalk, Orthocerenkalk, Crinoidenkalk, Korallenkalk, Nummulitenkalk, und endlich nach ausgezeichneten Aufschlusspunkten und Vorkommnissen z. B. als Eifeler Kalk, Opatowitzer Kalk, Hallstädter Kalk, Trenton-Kalk.

c) oolithischen Kalkstein; rundliche hirsens- bis erbsengroße Kalkkörner von concentrisch-schaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch eine dichte oder erdige Kalksteinmasse zusammengekittet. In ihrem Mittelpunkte umschließen die einzelnen Oolithkörner nicht selten einen fremdartigen Körper, ein Sandkörnchen oder ein Muschelfragment, welches den ersten Anstoß zur Bildung des Kornes gegeben hat. Zum Teil waltet die Kalksteingrundmasse auf Kosten der Oolithkörner vor, zum Teil jedoch tritt dieselbe ganz zurück, so dass sich die Körner gegenseitig berühren; man nennt ein derartiges Gestein, namentlich wenn die Concretionen aus Aragonit (rhombischem kohlensauren Kalke) bestehen und Erbsengröße erreichen, Erbsenstein oder Pisolith (z. B. von Karlsbad), solche Oolithe aber, deren radialfaserige Kalkkörner durch ein thonig-mergeliges Bindemittel verbunden sind, Rogenstein (z. B. bei Braunschweig, bei Wolfenbüttel, bei Bernburg, bei Eisleben). Der gewöhnliche Oolith aus hirsekorngroßen Kügelchen setzt an der Westseite des Schwarzwaldes, ferner bei Hildesheim und Hannover mächtige Schichtenreihen zusammen; der durch Vermittlung von Kalkalgen producierte Riesenoolith ist in den Alpen weit verbreitet.

d) porösen Kalkstein: Schaumkalk, ein lichter feinporöser Kalkstein, welcher Bänke im unteren Muschelkalke bildet; Zellenkalk mit grobcelliger Structur, im Salzgebirge des Zechsteins und Muschelkalkes; Kalktuff, Travertin, feinerdige, faserige oder poröse, blasige, schwammige, concentrisch-schalige Kalksteinmassen von gelblicher Farbe, die in den meisten Fällen als Incrustation von bunt zusammengehäuften Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen auftreten und zahlreiche Reste von Muscheln, Schnecken und andern Tierarten (z. B. Knochen von *Elephas primigenius*) umfassen. Als einige der Hauptvorkommen mögen die von Tivoli unfern Rom, Baden bei Wien, Weimar und Tonna in Thüringen, Cannstatt in Württemberg genannt werden.

e) erdigen Kalkstein, Kreide; ein weicher, milder Kalkstein mit feinerdigem, mattem Bruche, im reinsten Zustande schneeweiß, weich und schreibend, bei eintretendem Gehalte von Thon oder Eisenoxyd grau, gelblich und härter werdend. Die Kreide besteht wesentlich aus mikroskopischen Scheibchen und Kügelchen von amorphem kohlensaurem Kalke (*Coccolithen*), sowie aus Foraminiferen-Schalen nebst allerfeinsten Stäubchen von Kalkspat. Sehr häufig enthält die Kreide neben zahlreichen Tierresten Feuersteinknollen als accessorische Bestandmassen, sowie grüne Glauconitkörner als zufällige Gemengteile (glauconitische Kreide). Die Kreide bildet, wo sie auftritt, schroffe Felspartien, so namentlich bei Dover und Calais, sowie auf Rügen.

7. Dolomit.

Der normale Dolomit ist ein Aggregat von Individuen des Minerals Dolomitspat, also Magnesium-Calcium-Carbonat mit 54,35 Teilen kohlensauren Kalkes und 45,65 Teilen kohlensaurer Magnesia. Dieses Mischungsverhältnis ist jedoch nicht constant, nicht einmal gewöhnlich, vielmehr repräsentiert der Dolomit in den meisten Fällen Verbindungen von Calciumcarbonat und Magnesiumcarbonat in ganz unbestimmten Proportionen (dolomitischer Kalkstein). Zu diesen beiden Carbonaten tritt sehr oft noch ein drittes, nämlich das des Eisens, wenn auch nur in geringen Mengen, und endlich Bitumen und Kieselsäure, wonach man den Dolomit oder dolomitischen Kalkstein eisenschüssig, bituminös oder kieselig nennt. Gewisse leicht zu verwechselnde Varietäten der Dolomite und des Kalksteines unterscheiden sich wie folgt: Dolomit ist härter als Kalkstein (H. durchschnittlich 4 : 3), — er besitzt ein größeres specifisches Gewicht (2,9 : 2,7), — Dolomitstücke brausen mit kalter Säure nur sehr wenig, Kalksteinfragmente sehr stark — letztere lösen sich rasch, erstere langsam in Salzsäure.

Manche körnige Dolomite sind reich an accessorischen Bestandteilen, so der des Binnenthales im Oberwallis (Zinkblende, Arsenikalkies, Schwefelkies, Tremolit), des Campo longo südlich vom St. Gotthard (Realgar, Turmalin, Korund und Tremolit).

Die meisten Dolomitvarietäten sind deutlich krystallinisch und zwar bald grob-, bald sehr feinkörnig; bei den Dolomitaschen sind die einzelnen Dolomitspat-Individuen gar nicht mit einander verbunden, sondern liegen lose, staubartig neben einander. Endlich werden gewisse feinkörnige Dolomite von unregelmäßig gestalteten, eckigen Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen, wodurch das Gestein, dann Rauchwacke und Zellendolomit oder Kastendolomit genannt, ein löcheriges, zerfressenes Aussehen erhält. Die Wandungen der Hohlräume sind mit Dolomitspatkryställchen incrustiert. Ein typischer Fundort der Rauchwacke sind die Felspartien des Altensteines und Hohlensteines in Thüringen. Bemerkenswert ist die Neigung des Dolomites zu Fels- und Höhlenbildungen; so bestehen die Felsruinen des fränkischen Jura und der schwäbischen Alb, die Riffe und obeliskenförmigen Felsmassen Südtirols aus Dolomit. Überhaupt spielt dieses Gestein, gewöhnlich mit Mergeln und Kalksteinen vergesellschaftet, eine wichtige Rolle als Baumaterial der Erdfeste.

8. Spateisenstein.

Der Spateisenstein ist ein gelblichgraues bis gelblichbraunes, grob- bis feinkörniges Aggregat von rhomboëdrischen Individuen des Mineralen Eisenspat, und besteht somit hauptsächlich aus Eisencarbonat mit größerer oder geringerer Beimischung von Mangan-, Magnesia- und Kalkcarbonaten. In frischem Zustande besitzen die Spaltungsflächen der Mineralindividuen irisierenden oder perlmutterartigen Glasglanz, welcher jedoch unter dem Einflusse der Atmosphärilien verschwindet. Das Gestein wird anfänglich an der Oberfläche, nach und nach bis zu großer Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt. Als zufällige Gemengteile treten zahlreiche Einsprenglinge von Schwefelkies, Kupferkies und Eisenglanz auf.

Der Spateisenstein bildet massige Einlagerungen und Stöcke von oft sehr ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, tritt aber auch in Form von Gängen auf. Als die bedeutendsten Spateisensteinvorkommen sind zu erwähnen: der 850 m über die Thalsole aufragende Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der Stahlberg bei Müsen in Westfalen, der Stahlberg bei Schmalkalden in Thüringen.

Der Sphärosiderit oder Thoneisenstein ist eine feinkörnige bis dichte Spateisensteinmasse, welche innig mit mehr oder weniger Thon gemengt ist. Seine Farbe ist grau, gelblich oder bräunlich. Dieses Eisenerz tritt entweder in zusammenhängenden Lagern (Flötzen) oder in isolierten linsenförmigen Nieren und Knollen zwischen den Schieferthonen des Steinkohlengebirges und der Braunkohlenformation auf und liefert ein sehr geschätztes Material zur Gewinnung des Eisens; so in den Steinkohlengebieten von Saarbrücken, Zwickau, Süd-Wales und Pennsylvania, ferner in der Braunkohlenformation am Nordabfalle des Siebengebirges u. s. w.

Kohleneisenstein oder Blackband ist ein inniges Gemenge von Sphärosiderit mit 12 bis 35 Procent Kohle, welches dickschieferige Structur und schwarze Farbe besitzt, namentlich in den schottischen und westfälischen (Bochumer) Steinkohlengebieten flötzartig auftritt und dort als ein ausgezeichnetes Eisenerz abgebaut wird.

f. Kieselgesteine:

9. Quarzit und Quarzitschiefer.

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte und dann grobsplitterige weiße, graue oder durch Beimengung von Eisenoxyd rötlich gefärbte Quarzmasse. Je nach ihrer Structur unterscheidet man folgende Abarten: Körniger Quarzit, sehr oft sandsteinähnlich, — dichter Quarzit, außerordentlich feinkörnig, — schieferiger Quarzit (Quarzitschiefer), dessen schieferige Structur zum Teil durch lagenweise verteilte Glimmerblättchen hervorgebracht wird. An zufälligen Gemengteilen ist der Quarzit ziemlich reich; namentlich hervorzuheben sind Glimmer, Granat, Turmalin, Pistazit, Zirkon, Rutil, Schwefelkies, Magneteisen, Graphit und Gold (letzteres z. B. in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika). Die Quarzite sind meist sehr deutlich geschichtet und bilden mehr oder weniger mächtige Einlagerungen zwischen Glimmer-, Chlorit- und Thonschiefern.

Eine besondere Abart des Quarzitschiefers ist der Itacolumit (Gelenksandstein). Derselbe besteht fast ausschließlich aus zackig in einander fassenden, unregelmäßig gestalteten Quarzkörnern. Durch die gewissermaßen gelenkartige Verbindung der letzteren wird ein gewisser Grad von Biegsamkeit der Gesteinsplatten bedingt. Die Farbe des Itacolumites ist vorherrschend hellgelb oder lichtrötlich. Als zufällige Gemengteile sind zu erwähnen: Gold (südliche atlantische Staaten von Nordamerika, Brasilien), Eisenglimmer, Martit (ebendort), Lazulith und Rutil (Georgia); endlich ist der Itacolumit in Brasilien und in den Staaten Georgia und Süd-Carolina das Muttergestein der Diamanten. In den eben wiederholt genannten Landstrichen tritt der Itacolumit als ein Glied der krystallinischen Schieferformation auf.

10. Krystallinischer Quarzsandstein.

Der krystallinische Quarzsandstein (Krystallsandstein) besteht aus lauter krystallinischen Quarzkörnern, zuweilen aus vollständig ausgebildeten Quarzkrystallen, welche durch ein gewöhnlich äußerst spärliches Kieselcement verbunden sind. Dieselben waren ursprünglich klastische, gerundete Körner, die jedoch durch späteren, jedesmal übereinstimmend orientierten Absatz von Kieselsäure ihre Krystallform thunlichst ergänzten. Hierher gehören die untertriadischen Sandsteine der Vogesen und des Schwarz-

waldes, ferner viele Kieselgesteine der Braunkohlen- und Steinkohlenformation (Millstonegrit Englands und Nordamerikas).

11. Kieselschiefer (Lydit).

Der Kieselschiefer ist ein dichtes, sehr hartes, unschmelzbares, von Thonerde, Kohlenstoff und Eisenoxyd imprägniertes, hornsteinähnliches Quarzgestein mit splitterigem Bruche und von dunkeler, namentlich schwarzer Farbe. Er ist in dünnen, meist nur zollmächtigen, scharf getrennten Platten abgelagert, zeigt sehr vollkommene Zerklüftung, infolge deren das Gestein in polyëdrische Absonderungsstücke zerteilt wird, und ist von zahlreichen Schnüren und Adern von weißem Quarze durchzogen. Seine sehr dichten, vollkommen schwarzen Varietäten mit flachmuscheligen Bruche werden Lydit oder Probiestein genannt. Er bildet z. B. im Oberharze zwischen Clausthal, Lehrbach und Lautenthal, im Fichtelgebirge in der Nähe von Hof, in Böhmen in der Gegend von Beraun, in Sachsen zwischen Freiberg und Nossen mächtige Schichtencomplexe im Silur, Devon und Culm.

In die Familie der Kieselgesteine gehören noch folgende Gesteinsarten und Mineralaggregate, welche sämtlich nur unbedeutende Ausdehnung besitzen und zum Teil nur als accessorische Bestandmassen in anderen Gesteinen auftreten:

Feuerstein (Flint) ist ein graues oder schwarzes Kieselgestein mit ausgezeichnet muscheligen Bruche. Seine scherbenartigen Bruchstücke sind scharfkantig und an den Kanten durchscheinend. Er besteht fast nur aus krystallinischer, chalcedonähnlicher Kieselsäure. Seine schwarze Färbung rührt zum großen Teile von Kohlenstoff und dieser von organischen Resten her und verschwindet in diesem Falle beim Glühen. Der Feuerstein bildet namentlich lagenweise an einander gereihte Knollen in der weißen Schreibkreide, so bei Dover, Calais und Aachen, so auf Rügen und Wollin. Außerdem tritt er in Form von losen Geschieben überall im Diluvium der norddeutschen Ebene auf, entstammt aber den zum Teil zerstörten Kreidelagern der Ostsee.

Hornstein, eine anscheinend dichte, unter dem Mikroskope jedoch durchaus krystallinische, harte, trüb gefärbte, rauchgraue oder braunrote Quarzmasse von splitterigem Bruche; meist knollige Massen, unregelmäßige Einlagerungen von geringer Ausdehnung oder wenig mächtige Schichtenfolgen zusammensetzend; oft mit Schwammnadeln dicht erfüllt.

Jaspis, eine hornsteinartige Quarzmasse, von streifenweise abwechselnder roter, gelber, brauner und grüner Farbe; in größter Mächtigkeit am Lake Superior in Nordamerika.

Süßwasserquarz, eine feinkörnige, meist poröse, zellige, splitterige Quarzmasse, die sich durch ihre Einschlüsse von Süßwasser- und Landschnecken und Pflanzen als ein Quellenabsatz kundgiebt. Er bildet

regellos gestaltete Massen zwischen losen Sanden, Thonen und Kalksteinen jüngsten geologischen Alters, z. B. Umgegend von Paris.

Kieselsinter und Kieseltuff, eine bald erdige, lockere, poröse, bald compacte Masse von wasserhaltiger amorpher Kieselsäure, welche zum Teil auffallende äußerliche Ähnlichkeit mit Kalktuff besitzt, zum Teil wie Kalksinter in stalaktitischer Form auftritt und sich als Absatz aus heißen Quellen (so der Geysirs auf Island und am Yellowstone) bildet.

Polierschiefer, eine erdige, äußerst fein anzufühlende, abfärbende, dünnstieferige, blätterige Kieselmasse von gelblicher Farbe, welche aus mikroskopisch kleinen Kieselpanzern von Diatomeen zusammengesetzt ist (Bilin in Böhmen).

Kieselguhr (Bergmehl), weiße, lockere, mehlartige Kieselanhäufungen, vorwaltend aus Kieselpanzern von Diatomeen gebildet; als Lager z. B. im Untergrunde von Berlin, mancher Stellen der Lüneburger Haide, bei Franzensbad in Böhmen.

g. Silikatgesteine:

12. Hornblendeschiefer.

Der Hornblendeschiefer ist ein schieferiges Aggregat von schwärzlichen oder dunkelgrünen, faserigen oder stengeligen Hornblendeindividuen, welchen sich meist sehr untergeordnet Granat, Pistazit und Schwefelkies beigesellen. Bei Snarum gesellt sich zur Hornblende Gedrit. Durch Verlust seiner Parallelstructur geht er in den körnig-richtungslos struierten Hornblendefels, — durch Aufnahme noch anderer Gemengteile in die Amphibolite über (vergl. unter Nr. 58). Der Hornblendeschiefer ist deutlich geschichtet und in regelmäßiger Wechsellagerung den archaischen Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten von Skandinavien, des Erzgebirges, des nördlichen Böhmerwaldes, der Sudeten, Siebenbürgens, der Tauernkette Tirols und zahlreicher anderer Localitäten eingeschaltet.

Eine besondere Varietät des Hornblendeschiefers ist der Strahlstein- oder Aktinolithschiefer, ein dick-schieferiges Aggregat von gras- bis lauchgrünem, im Dünnschliffe farblosem Strahlstein in dünnstengeligen oder faserigen Individuen. Er ist in den Alpen Savoyens, bei Klausen in Tirol, im Zipser-Komitat (Ungarn), in Schottland, Massachusetts u. a. L. bekannt.

Der Nephrit ist ein dichter, außerordentlich feinfaseriger, filziger Aktinolithschiefer oder Grammatitschiefer, bildet Einlagerungen in der archaischen Formation Neuseelands und des Küen-Lüen, ebenso bei Jordansmühl in Schlesien (Traube), ist in isolierten Blöcken bei Schwemsal und Leipzig gefunden und zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Glaukophanschiefer besteht wesentlich aus Individuen der schön blauen, natriumreichen Hornblende, also des Glaukophans, nebst Muscovit, Granat, Epidot und Thulit (Insel Syra, Groix, Alpen).

13. Augitschiefer, Erlan und Enstatitfels.

Der Augitschiefer besitzt eine feinkörnige, schieferig plattige Struktur, hell- oder dunkelgrüne Farbe und besteht fast ausschließlich aus Augit, welchem bald etwas Quarz und Plagioklas, bald Magnetkies und Chlorit accessorisch beigemengt ist (Bretagne, Erzgebirge, Vogtland).

Als Erlan wird ein dichtes, mikrokrystallines Augitgestein bezeichnet, welches neben Augit aus Feldspat, Vesuvian, Glimmer, Titanit und Rutil besteht (Schwarzenberg im Erzgebirge).

Der Enstatitfels besteht wesentlich aus Individuen des rhombischen Pyroxens, des Enstatits (Klingenberg im Erzgebirge), dem sich Magnesit und Glimmer beigesellen können (sog. Sagvandit bei Tromsøe).

Alle diese Pyroxengesteine bilden untergeordnete und seltene Einlagerungen in der Gneiß- und krystallinischen Schieferformation.

14. Chloritschiefer.

Der Chloritschiefer ist ein schuppig-schieferiges, lauchgrünes, weiches, mildes Aggregat von Chloritschuppen, welchen gewöhnlich etwas Quarz, häufig auch etwas Feldspat beigemengt ist. Er ist reich an zufälligen Gemengteilen; von diesen sind anzuführen: Magnetkies in ausgezeichneten Octaëdern (Zillerthal, Eisenregion am Lake Superior), Magnesit in scharfen Rhomboëdern (St. Gotthard, Zillerthal), Granat in Rhombendodekaëdern (Greiner), Turmalin (Habacher Alp, Ural), Gold (südl. atlant. Staaten von Nordamerika).

Der Chloritschiefer ist in den meisten Fällen seines Vorkommens ausgezeichnet ebenflächig geschichtet und tritt in Gesellschaft und in Wechselagerung mit Gneiß, Glimmerschiefer, Talkschiefer und Serpentin auf. So am Mt. Rosa, Großglockner, im schlesischen und mährischen Gebirge, bei Katharinenburg (Ural), im Alleghany-Systeme.

15. Talkschiefer.

Der Talkschiefer ist ein schieferartiges Aggregat von Talkschuppen, welche ein sehr weiches, fettig anzufühlendes Gestein von weißer bis grünlich weißer Färbung bilden. Als untergeordnete, oft ganz fehlende Gemengteile dieser Talkmasse treten Körnchen von Quarz, selten von Feldspat, als zufällige Gemengteile vorzugsweise Magnetkies, Schwefelkies, Granat, Magnesit, Staurolith, sämtlich z. B. im Val Canaria und Zillerthale, ferner Gold (in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika) auf.

Der Talkschiefer ist deutlich geschichtet und namentlich mit Chlorit- und Glimmerschiefer vergesellschaftet, so bei Hof im Fichtelgebirge, am Alt-vater in Schlesien, in den Kärnthner Alpen, am Mt. Blanc, am Mt. Rosa, bei Falun in Schweden, im Ural u. s. w.

Als eine zwischen Chlorit- und Talkschiefer stehende und mit ihnen vergesellschaftete Varietät ist zu erwähnen

der Topfstein; es ist dies ein verworren filzig-schuppiges Gewebe von Chlorit- und Talkschuppen, von denen bald die einen, bald die anderen vorwalten können. Diese grünlich-graue Gesteinsmasse ist sehr mild, lässt sich bei großer Zähigkeit mit dem Messer schneiden und widersteht dem heftigsten Feuer. Der Topfstein findet sich mit Chlorit- und Talkschiefer vergesellschaftet, z. B. bei Chiavenna in den Alpen, bei Trondhjem in Norwegen, bei Boston in Massachusetts.

16. Serpentin.

Der Serpentin ist ein dichtes oder feinkörniges, mildes, im Bruche mattschimmerndes, durch Umbildung von Olivin-, Amphibol- und Pyroxengesteinen entstandenes, also secundäres Gestein von düster grünen, seltener braunen Farben, häufig mit dunkelen, flammigen oder geäderten Zeichnungen. Er besteht in reinstem Zustande lediglich aus dem Minerale Serpentin, also aus wasserhaltigem Magnesiasilicat, umschließt jedoch meist noch Reste seines Urgesteines, so namentlich Olivin, Bronzit, Augit, Hornblende oder Pyrop (im sächsischen Granulitgebirge und Zöblitz), ferner als Producte der Gesteinsumwandlung Magneteisen (Zillerthal), Chromeisen (Steiermark, Maryland), Arsenikalkies (Reichenstein in Schlesien), Chrysotil in querfasrigen, seidenglänzenden Schnüren den Serpentin durchschwärmend (Reichenstein, Waldheim). Vergl. Serpentinisierung.

Als ein Umbildungsproduct reiner Olivin-, oder Amphibol-, oder Pyroxengesteine, sowie verschiedenartiger Mineralgemenge von Olivin, Pyroxen und Amphibol, welche sowohl unter den Eruptiv- wie Schichtgesteinen vertreten sind, weist der Serpentin beiderlei Lagerungsformen auf. So kennt man einerseits Serpentinlager zwischen Talk-, Chlorit- und Glimmerschiefern oder Gneißen und Granuliten (im Ural, in den Alleghanies, am Greiner in Tirol, in Skandinavien, im Fichtelgebirge, im Erzgebirge, im sächsischen Granulitgebirge), andererseits Serpentingänge und -stöcke, welche das benachbarte Gestein durchsetzen (bei Predazzo in Tirol, am Südabfalle des Venedigerstockes, bei Balloch in Schottland, im Lizard-District in Cornwall, auf Elba, in Ligurien und Toscana).

b. Oxydische Erzgesteine:

17. Brauneisenstein.

Der Brauneisenstein ist ein faseriges, feinkörniges, erdiges oder dichtes Eisenerz von ockergelber bis schwärzlichbrauner Farbe mit gelblichbraunem Striche. Es ist wesentlich Eisenoxydhydrat, enthält aber gewöhnlich etwas Manganoxyd und Kieselsäure und ist häufig durch Thon verunreinigt.

Der Brauneisenstein tritt in den meisten Fällen vergesellschaftet mit oder in gleicher Weise wie Spateisenstein, Sphärosiderit und Schwefelkies auf, als deren Umwandlungsproduct er zu betrachten ist (Iberg, Elbinge-

rode und Rübeland am Harz, Siegen im Rheinland, Kamsdorf und Stahlberg in Thüringen).

Raseneisenstein (Sumpferz, Ortstein) ist eine durch Quarzsand, Thon, quellsalzsaures, kieselsaures und besonders phosphorsaures Eisenoxyd verunreinigte derbe oder schwammige Varietät des Brauneisenerzes. Dieselbe findet sich in Niederungen (z. B. der norddeutschen) unterhalb des Moor-, Sumpf- und Wiesenbodens in ausgedehnten, aber wenig mächtigen Ablagerungen.

Bohnerz ist eine groboolithische Abart des Brauneisensteines und besteht aus erbsen- bis nussgroßen, ausgezeichnet concentrisch-schaligen Kugeln von thon- und kieselhaltigem Brauneisenstein, welche meist durch eischüssigen Thon oder Quarzsand verbunden sind. Sie bilden Mulden- und Kluftausfüllungen sehr jungen (tertiären) Alters innerhalb älterer (jurassischer) Gesteinsgebiete, so bei Kandern im Breisgau, bei Frohnstetten in Württemberg, bei Egerkinden in Solothurn.

48. Roteisenstein.

Der Roteisenstein ist ein faseriges, derbes oder erdiges (ockeriges) Eisenerz von blutroter bis braunroter oder stahlgrauer Farbe mit kirschrotem Striche. Er besteht im reinsten Zustande aus Eisenoxyd, ist aber, abgesehen von Spuren von Manganoxyd, häufig stark durch Thon und Kieselsäure, und zwar in so schwankenden Verhältnissen verunreinigt, dass vom Roteisenstein mit Spuren von Kieselsäure bis hinab zum eischüssigen Quarzit und Jaspis eine ununterbrochene Übergangsreihe existiert.

Der Roteisenstein besitzt zum Teil ausgezeichnet scharfe Schichtung. Seine größeren Vorkommen bilden gleichförmige Einlagerungen zwischen Talk- und Chloritschiefern, Quarziten und Jaspis der präcambrischen Formationen. Als solche sind hervorzuheben die vom Pilot Knob in Missouri, namentlich aber diejenigen südlich vom Lake Superior in Nordamerika, welche über hundert Meter Mächtigkeit erreichen und deren Ausgehendes eine Gesamtlänge von mehr als 70 km besitzt.

Eine eigentümliche Varietät des Roteisensteines ist der Eisenoolith. Derselbe besteht aus hirsekorngroßen, dunkelroten oder braunen Körnern von Roteisenstein, zum Teil auch gemengt mit solchen von Thoneisenstein, welche von einem thonigen, kalkigen oder sandigen, oft fast verschwindenden Cemente zusammengehalten werden. Der Eisenoolith kommt in mehr oder weniger mächtigen Flötzen vorzüglich innerhalb mesozoischer Schichtenreihen vor, so bei Aalen in Württemberg, im südlichen Luxemburg, in Lothringen, bei Helmstädt in Braunschweig, bei Harzburg.

49. Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein ist ein körniges Aggregat von Magneteisen, welches schwarze Farbe und schwarzen Strich hat, stark magnetisch ist und seiner chemischen Zusammensetzung nach aus Eisenoxyduloxyd besteht.

Selten rein, tritt der Magneteisenstein gewöhnlich mit Granat, Chlorit, Quarz, Epidot, Schwefelkies und Kupferkies gemengt auf, und zwar bildet er Lager, Flötze und Stöcke zwischen den Gesteinen der archaischen Gneiß- und Glimmerschieferreihe. Die Gebiete dieser Formationen sind demnach auch die Heimat der großartigsten Magneteisensteinlagerstätten, von welchen namentlich die von Arendal, Dannemora und der Lappmark (hier am Gellivara 5300 m lang, 50—60 m mächtig), die Eisenberge des Ural, die mächtigen und zahlreichen Magneteisensteinflötze im Alleghany-Gebirge und in Canada zu erwähnen sind.

i. Kohlengesteine:

20. Torf.

Der Torf ist ein bald lockeres, bald mehr zusammengepresstes, compactes, filziges Gewebe von in Zersetzung begriffenen Pflanzenteilen, deren Form um so deutlicher erhalten ist, je weniger stark sie durch Zusammensetzung und Zersetzung gelitten haben. Mit beiden steht auch die Farbe des Torfes im Zusammenhang, welche zwischen lichtbraun und pechschwarz schwankt. Je nach den Pflanzenarten, aus denen der Torf vorzugsweise besteht, pflegt man Moostorf, Wiesentorf, Haidetorf u. s. w., je nach der Beschaffenheit der Masse Pechtorf, Papiertorf, Torferde u. s. w. zu unterscheiden.

Der Torf bildet Lager von wechselnder, oft beträchtlicher Mächtigkeit und entsteht überall da, wo stagnierende Gewässer der Niederungen und Hochplateaus zur Wucherung von Sumpf- und Wasserpflanzen und zur Anspeicherung deren langsam verwesender Reste Anlass geben, so in Mecklenburg, Ostfriesland, auf dem Brocken, dem Bruchberge im Harze, auf dem Rücken des Erzgebirges u. v. a. O.

21. Braunkohle (Lignit).

Die Braunkohle ist eine dichte, erdige, holzige oder faserige Kohlenmasse mit braunem Striche, mit 60 bis 75 Procent Kohlenstoff und bedeutendem Bitumengehalte. Sie zeigt häufig die wohlerhaltene vegetabilische Structur, besitzt muscheligen, erdigen oder holzartigen Bruch und braune bis pechschwarze Farbe, verbrennt leicht mit rußender Flamme und unter Entwicklung eines unangenehmen, eigentümlich brenzlichen Geruches und giebt mit Kalilauge eine dunkelbraune Flüssigkeit. Nach ihren verschiedenen Structurverhältnissen hat man einzelne Abarten der Braunkohle als Pechkohle, holzige Braunkohle, Papierkohle (oder Dysodil, stark thonig und dünnschieferig), Moorkohle, Nadelkohle, Erdkohle (Umbra) u. s. w. bezeichnet.

Als accessorischer Gemengteil mancher Braunkohlen, so derer von Artern, kommt Honigstein und Retinit vor.

Die Braunkohle bildet Flötze, d. h. zusammenhängende ausgedehnte Lager innerhalb der nach ihrem Vorkommen benannten tertiären Braunkohlenformation. Manche dieser Flötze erreichen über 30 m Mächtigkeit.

Pyropissit (Wachskohle) eine lichtgraugelbliche, milde, leicht schmelzende und entzündbare wachsige Masse, welche in der Gegend von Weißenfels-Zeitz bank- oder lagenförmig als selbständiger Begleiter der Braunkohlenflötze auftritt. Pyropissithaltige Braunkohle wird als Schwelkohle bezeichnet.

22. Steinkohle (Schwarzkohle).

Die Steinkohle ist eine dichte, im Bruche meist muschelige, fettglänzende, sammet- bis pechschwarze Kohlenmasse mit 75 bis 90 Procent Kohlenstoff und geringerem Bitumengehalte als Braunkohle. Sie giebt einen braun- oder grauschwarzen Strich, verbrennt mit heller Flamme unter Entwicklung von starkem Rauche und aromatisch-bituminösem Geruche. Einige Varietäten weichen in der Hitze auf und schmelzen (Backkohle), andere sintern nur zusammen (Sinterkohle), noch andere zerbröckeln in der Hitze und hinterlassen zum Teil einen erdigen, lockeren Rückstand (Sandkohle). Kalilauge wird von Steinkohle nur wenig oder gar nicht braun gefärbt.

In der Steinkohle ist die organische Structur der Pflanzen, aus welchen sie entstanden, durch und durch in erkennbaren Formen erhalten, so die holzigen Gefäßbündel von Coniferenstämmen, Farnstrünken, Sigillarien, Calamiten und Lepidodendren, wodurch ihre Abstammung über alle Zweifel erhaben ist. Die in kohlige Substanz verwandelten Pflanzenteile sind imprägnirt von einer ulmin- oder huminartigen Masse, wodurch das Ganze amorph und scheinbar structurlos erscheint (Gümbel), zugleich sind ihnen mikroskopische Stränge, Fäden und Körnchen von Harz oft in großen Quantitäten beigemengt.

In petrographischer Hinsicht sind folgende Varietäten zu unterscheiden: Pech- oder Glanzkohle mit muscheligem, starkglänzendem Bruche, Grobkohle mit mattem, unebenem, grobkörnigem Bruche, Schieferkohle mit Schieferstructur, Kännelkohle mit flachmuscheligem, wachsglänzendem Bruche, Rußkohle, lockere, zerreibliche, staubige Masse mit erdigem Bruche, Faserkohle mit Faserstructur, seidenglänzend.

In technischer Hinsicht pflegt man fette, kohlenstoffärmere, an Bitumen reiche, und magere, kohlenstoffreichere und bitumenarme Kohlen zu unterscheiden.

Als häufigere zufällige Gemengteile der Steinkohle sind Schwefelkies, Bleiglanz und Kalkspat anzuführen. Wie die Braunkohlen treten auch die Steinkohlen in Flötzen auf, die sich über Hunderte von Quadratmeilen ausdehnen (in Nordamerika) und 15, 20 und mehr Meter Mächtigkeit erreichen können. So ist das tiefe Planitzer Flötz im Zwickauer Bassin 7 bis 15, das

Rußkohlenflötz ebendort 40, das Xaveriflötz in Oberschlesien 43 m mächtig. Die Steinkohlen wechsellagern mit Schieferthonen und Sandsteinen und bilden im Vereine mit diesen die productive Steinkohlenformation. Jedoch ist das Vorkommen der Steinkohle nicht auf diesen Schichtencomplex beschränkt, vielmehr sind sowohl in älteren, wie in jüngeren Formationen (Devon, Rotliegendes, Wealden) Steinkohlenflötze bekannt.

23. Anthracit.

Der Anthracit ist eine eisen- bis sammetschwarze, stark glas- bis halbmetallisch glänzende, spröde Kohlenmasse mit über 90 Procent Kohlenstoff, in welcher sich ebenfalls Pflanzengewebe nachweisen lässt. Im Feuer verbrennt er bei starkem Luftzuge, teils mit schwacher, teils ohne Flamme, ohne Geruch und ohne Rauch und ohne zu schmelzen. Er giebt einen schwarzen Strich und ist das härteste der Kohlengesteine, geht jedoch häufig durch Abnahme seines Gehaltes an Kohlenstoff und Aufnahme von Bitumen in Steinkohle über.

Der Anthracit tritt zum Teil in selbständigen ausgedehnten Flötzen auf (z. B. im östlichen Pennsylvania), oder er steht mit Steinkohlen- und Braunkohlenflötzen in Verbindung, aus denen er local durch contactmetamorphische Umwandlung hervorgegangen ist (z. B. in Süd-Wales, am Meißner), endlich kommt er in Nestern von beschränkteren Dimensionen vor (z. B. in den Graptolithenschiefern der Grafschaft Cork in Südschottland und bei Lischwitz unweit Gera im Vogtlande).

In folgender Tabelle sind die hauptsächlichsten Unterscheidungsmerkmale der beschriebenen Kohlengesteine übersichtlich zusammengestellt.

Kohlengestein	Kohlenstoff-Gehalt	Härte	Spec. Gewicht	Strich	Erwärmte Kalilauge wird	Brennbar	Erscheinungen beim Verbrennen			
Braunkohle	60—75		0,5—1,5	braun	tiefbraun	leicht	nicht schmelzend	rußende Flamme	stark rauchend	brenzlich stinkend
Steinkohle	75—90	gegen 2	1,2—1,5	braunschwarz	nicht oder hellgelblich braun	z. Teil leicht	z. Teil schmelzend, z. Teil sinternd	helle Flamme	stark rauchend	aromatisch bituminös riechend
Anthracit	über 90	2—2,5	1,4—1,7	grauschwarz	gar nicht gefärbt	nur bei starkem Luftzuge	nicht schmelzend	teils schwache, teils gar keine Flamme	gar nicht rauchend	ohne Geruch

24. Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges oder fast dichtes, zum Teil erdiges, eisenschwarzes, metallglänzendes Aggregat von Graphit. Es ist fettig anzufühlen, weich und abfärbend. Der Normalbestand des Graphitgesteines sollte reiner Kohlenstoff sein, es kommt jedoch in der Natur nur verunreinigt und zwar mit Beimengungen von Quarz, Glimmer, Chlorit, Turmalin und Rutil vor. Gewöhnlich tritt dieses Gestein als Graphitschiefer auf, welcher zum Teil außerordentlich regelmäßige, flötzartige, zum Teil sehr mächtige, aber auch kleinere nesterförmige Einlagerungen zwischen Gneiß und Glimmerschiefer bildet. So zwischen Gneiß und krystallinischem Kalksteine bei Krumau in Böhmen, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, zwischen Gneiß in der Umgegend von Passau und an anderen zahlreichen Localitäten der Gneiß- und Glimmerschiefergebiete von Skandinavien, Schottland, den atlantischen Staaten von Nordamerika und Canada. Jedoch sind auch gangartige Vorkommnisse von Graphit bekannt (Cumberland, Ceylon). Neben dem krystallinischen Graphit besitzt der Graphitoid (Sauer), ein fast reiner amorpher Kohlenstoff, eine große Verbreitung in der Urschieferformation des Erzgebirges, Fichtelgebirges, Gouv. Olonez (Russland).

25. Petroleum (Erdöl).

Das Petroleum ist eine dünn- oder dickflüssige, farblose, gelbliche oder bräunliche Kohlenwasserstoffverbindung von stark aromatisch-bituminösem Geruche, welche aus der Zersetzung von organischen Substanzen, zum Teil tierischen Fetten (Höfer, Engler) hervorgegangen ist. Nach ihrer Farbe und dem verschiedenen Grade ihrer Flüssigkeit unterscheidet man: Naphtha, wasserhell und sehr flüssig, Steinöl, gelb, opalisierend und noch vollkommen flüssig, Bergteer, bräunlich und zähflüssig.

Das Petroleum findet sich gewöhnlich als Imprägnation poröser, zelliger oder erdiger Gesteine (Brandschiefer, Ölschiefer, bitumenreicher Kalksteine oder Sandsteine), seltener in größeren Ansammlungen innerhalb unterirdischer Hohlräume und Gesteinsklüfte. Beides ist im großartigsten Maßstabe in den sogenannten Ölregionen Nordamerikas im Bezirke Enniskillen in Canada-West, am Oil Creek im nördlichen Pennsylvania nahe der Grenze von Nord-New-York, am Kanawha in Ohio, am Boyd in Kentucky der Fall, wo das Petroleum sowohl silurische, devonische und carbonische Schicht-complexe reichlich imprägniert, als sich in Spalten und Klüften angesammelt hat und zum Teil in künstlichen Brunnen zu Tage sprudelt, zum Teil in die Höhe gepumpt wird. Die zahlreichsten Fundorte von Petroleum in Europa gehören einer Zone an, welche sich dem Karpathen-Abhang entlang durch Galizien, die Bukowina, die Moldau, nach der Krim und längs des Kaukasus bis in die Gegend des kaspischen Meeres (Baku, Abscheron) erstreckt. Im

Oligocän des Elsass treten bei Pechelbronn und Altkirch zwischen bituminösen Mergeln linsenförmige Lager eines von Petroleum durchtränkten Sandes auf (Petrolsand), aus welchem das Erdöl durch Bergbau oder Bohrlöcher abgezapft wird.

26. Asphalt (Erdpech).

Der Asphalt ist eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff in nicht ganz constanten Verhältnissen besteht. Der Asphalt besitzt einen stark muscheligen Bruch, brennt leicht mit lebhafter Flamme unter Entwicklung eines dicken Rauches und bituminösen Geruches. Der Asphalt ist ein Oxydationsproduct des Petroleums, welches in der Berührung mit der atmosphärischen Luft zuerst zähflüssig und dann fest wird. Er findet sich demgemäß gewöhnlich als Imprägnation von porösen oder zelligen Gesteinen (Limmer bei Hannover, Lobsam im Elsass) und nur selten in Form selbständiger Lagerstätten, und dann entweder als oberflächliche Anhäufung (namentlich auf der Insel Trinidad, wo ein stundenweit ausgedehntes Asphaltgebiet bekannt ist; am Toten Meere), oder als Ausfüllung von Klüften (Bentheim in Hannover, Albertgrube in Neu-Braunschweig).

2. Classe. Gemengte krystalline Gesteine.

a) massige (Typus Granit), b) geschichtete (Typus Gneiß).

1. Abteilung. Massige Gesteine.

Die massigen krystallinischen Gesteine sind eruptiven Ursprunges, d. h. in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern emporgedrungen und dann erstarrt. Die wichtigsten Bestandteile der bei weitem vorwaltenden Mehrzahl derselben gehören der Familie der Feldspate an. Am natürlichsten scheint es deshalb, Classification und Gruppierung der hierher zu rechnenden Gesteine auf die Natur der in ihnen vorkommenden Feldspate zu begründen. Nach diesem Kriterium zerfallen die massigen Gesteine zunächst in 1) Orthoklasgesteine, wesentlich mit Kalifeldspaten, nämlich monoklinem Orthoklas oder Sanidin nebst triklinem Mikroklin, — 2) Plagioklasgesteine, wesentlich mit triklinen, deshalb zwillingsstreifigen Kalknatronfeldspaten, nämlich Oligoklas, Labrador oder Anorthit. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass in Orthoklasgesteinen untergeordnet auch Plagioklase und umgekehrt in Plagioklasgesteinen auch zuweilen Orthoklase vorkommen. Die gesteinsbildenden Feldspate können jedoch zum Teil oder völlig durch feldspatähnliche Silicate, nämlich durch Nephelin (Eläolith), Leucit oder Melilith vertreten werden. Von den auf solche Weise resul-

tierenden Gruppen ordnet sich nach der Natur des gleichzeitig beteiligten Feldspates je eine den Orthoklas- und den Plagioklasgesteinen unter, während eine dritte, diejenige der feldspatfreien Nephelin-, Leucit- und Melilithgesteine, eine selbständige Reihe repräsentiert.

Anhaltspunkte für eine weitere Gruppierung der massigen Gesteine sind: a) die Anwesenheit oder das Fehlen des Quarzes in ihrer Gesteinsmasse, so dass man sie in quarzhaltige und quarzfreie sondern kann; b) das Begleitetsein des Plagioklases durch Hornblende, Augit, Glimmer oder Olivin. Alle diese nach ihrer mineralischen Zusammensetzung verschiedenartigen Gesteine ordnen sich nach ihrer durch deren geologische Rolle bedingten Structur in 2 Hauptgruppen, die gleichmäßig körnigen (wesentlich plutonischen) Gesteine und die porphyrischen bis glasigen (wesentlich vulkanischen) Gesteine.

Auf der Gesamtheit dieser Kriterien basiert die von H. Rosenbusch und F. Zirkel aufgestellte Systematik der gemengten massigen Gesteine. Die systematische Übersichtstabelle Zirkel's v. J. 1893 ist auf Seite 56 und 57 wiedergegeben.

1. Quarzhaltige Orthoklasgesteine, Familie des Granites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer.

27. Granit.

Der Granit besteht aus einem körnigen Gemenge von Kalifeldspat und Quarz, nebst Kalknatronfeldspat und wechselnden Mengen von dunkeltem oder hellem Glimmer. Der Kalifeldspat ist vorwiegend Orthoklas, meist schwach rötlich gefärbt und in einfachen Krystallkörnern oder Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze entwickelt. Zuweilen erreichen einzelne derselben Dimensionen von mehreren Centimetern und verleihen bei rings entwickelten Krystallumrissen dem Granite eine porphyrische Structur. Der im Mikroskop durch seine rechtwinkelig gitterförmige Zwillingsstreifung sich auszeichnende trikline Kalifeldspat, der Mikroklin, besitzt als Begleiter und teilweiser Vertreter des Orthoklases eine weite Verbreitung in vielen Graniten. Durch schwach fettartigen Glanz, grauliche bis grünliche Färbung und feine Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltflächen machen sich die Körner des Kalknatronfeldspates, des Oligoklases, bemerklich, welcher in vielen Graniten nahezu die Rolle eines wesentlichen Gemengteiles spielt (Oberschlema, Kirchberg, Sachsen), nie aber, wie Orthoklas oder Mikroklin, selbständig entwickelte porphyrische Krystalle bildet. In manchen Graniten ist der plagioklastische Feldspat weißlicher Albit. An mikroskopischen Einschlüssen sind die Feldspate der Granite im allgemeinen arm; zonare Structur besonders der größeren porphyrischen Orthoklase wird nur zuweilen hervorgerufen durch gesetzmäßige Einlagerung von Biotitschüppchen oder

F. Zirkel, tabellarische Übers

Struktur	Alter	Gesteine mit vorwiegendem Alkalifeldspat			Gesteine mit vorwiegender			
gleichmäßig körnig (vorwiegend plutonische Gesteine)	jeden Alters	mit Quarz Granite	ohne Quarz		ohne Ne			
			ohne Nephelin	mit Nephelin oder Leucit	mit Hornblende		mit Magnesium glimmer	
			Syenit Hornblende-syenit Glimmer-syenit Augitsyenit	Eläolithsyenit (Foyait Minscit Ditroit)	ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	n Quarz
					Diorit	Quarz-diorit	Glimmer-diorit, Kersantit	Qu glimmer di
porphyrisch und glasig vorwiegend vulkanische Gesteine	vortertiär alt-vulkanisch	porphyrisch	Granit-porphyr, Quarz-porphyr, Felsit-porphyr, Quarz-keratoporphyr, Felsit	Quarzfreier Porphyr Syenit-porphyr, Rhomben-porphyr, Minette, Vogesit, Augitsyenit-porphyr, keratoporphyr	Eläolithsyenit-porphyr (Liebenerit-porphyr)	Hornblende-porphyr, Diorit-porphyr, Camptonit	Quarz-hornblende-porphyr	Glimmer-porphyr, Qu glimmer porf
		glasig	Felsit-Pechstein			glasige und halbglasige Ausb		
	tertiär und post-tertiär jung-vulkanisch	porphyrisch	Rhyolith oder Liparit	Trachyt Hornbl.-Biotit-Augit- } Tr.	Phonolith Leucit-phonolith Leucittrachyt	Propylit Hornblende-andesit	Quarz-propylit Dacit	Glimmerand
		glasig	Obsidiane, Bimssteine, Perlite, Trachytechsteine					

Massengesteine.

Altersfeldspat und Kalkfeldspat					Gesteine ohne eigentlichen Feldspat				
Leucit					mit Nephelin od. Leucit	mit Nephelin	mit Melilith	mit Leucit	auch ohne feldspat-ähnliche Gemengteile
mit Augit		mit Diallag	mit Enstatit od. Hypersthen	mit Olivin	Therolith				Olivin-gesteine: Dunit Pikrit Wehrlit Lherzolith Pyroxen-gesteine: Pyroxenit Websterit
e in	mit Olivin	Gabbro Olivin-gabbro	Norit (Hypersthenit Enstatit-fels)	Forellenstein					
as irz- as	Olivin-diabas								
t- rit, is- rit, t- rit, is- nit	Melaphyr		Norit-porphyr		Monchiquit				
en									
t- sit	Dolerit Anamesit Plagioklasbasalt	Diallag-andesit	Enstatit-andesit Hypersthen-andesit Hypersthen-basalte		Tephrit Nephelintephrit Leucit-tephrit Basanit	Nephelinit Nephelindolerit Nephelinbasalt	Melilithbasalt	Leucitit Leucitbasalt	mit Olivin: Magma- basalt Verit ohne Olivin: Augitit
Basaltobsidian, Hyalomelan, Tachylit, Bimsstein									

kleineren Plagioklaskryställchen; sehr selten ist die vollkommene Umwachsung des Orthoklases durch Plagioklas (im Rapakiwi). Der Quarz zeigt sich gewöhnlich in rundlichen Körnern oder unregelmäßig begrenzten, eine Art Füllmasse zwischen dem Feldspat darstellenden, eckigen Partien, welche sich durch Glasglanz mit muscheligem Bruche und lichtgraue Färbung von den Feldspäten unterscheiden. Noch seltener wie der Orthoklas tritt der Quarz in Krystallform, nämlich in Dihexaëdern auf und zwar nur dann, wenn der Granit eine ausgesprochene Porphyrostruktur annimmt, oder umgekehrt äußerst grobkörnig wird. Gegenüber den Feldspäten ist der Quarz der Granite fast stets durch seinen Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet. Diese erweisen sich teils als Wasser, teils als mehr oder weniger concentrirte Salzlösungen, dann zuweilen mit Ausscheidungen oder als liquide Kohlensäure. Die Glimmer, dunkeler Biotit oder Lithioneisenglimmer und weißer Muscovit bilden dickere oder dünnere Lamellen, in besonders grobkörnigen Graniten zuweilen große Tafeln. Zu den selten fehlenden accessorischen Bestandteilen der Granite gehören meist nur mikroskopisch entwickelte Eisenerze (Pyrit, Hämatit), ferner Apatit und Zirkon, ersterer in langen dünnen oder kürzeren Prismen, der letztere in scharfkantigen, viel­flächig begrenzten Formen, welche oft einen zierlichen schaligen Aufbau besitzen und gewöhnlich schlauchförmig gestaltete Einschlüsse bergen. Nach einer Berechnung A. Stelzner's enthält der Kubikmeter Lausitzer Granite nicht weniger als 1,7—2,5 kg Zirkon in Form von Mikrolithen. Aus der großen Zahl der als zufällige Gemengteile des Granite auftretenden Mineralien sind hervorzuheben: Turmalin, Topas, Zinnstein, Beryll, Cordierit (Pinit), Andalusit, Hornblende, Granat, Monazit, Dumortierit, Eisenglanz.

Der Granit ist der Typus der gleichmäßig-körnigen Gesteine. Doch unterliegt seine Korngröße großen Schwankungen, indem z. B. in manchen Ganggraniten die Bestandteile Kopfgröße erreichen, während sie in anderen Abänderungen fast bis zur Grenze des mit bloßem Auge Unterscheidbaren herabsinken. Zwischen diesen beiden Extremen liegt die gewöhnlichste Ausbildungsweise des Granite, die mittelkörnige. Man hat somit an den Graniten grobkörnige, mittelkörnige und feinkörnige Varietäten zu unterscheiden; stellen sich in dem sonst gleichmäßig-körnigen Gemenge größere Krystalleinsprenglinge und zwar vorwiegend von Orthoklas ein, dann entstehen porphyrtartige Abänderungen (Karlsbad, Ochsenkopf im Fichtelgebirge, Thüringer Wald, Schwarzwald, Pyrenäen).

Die geologischen Lagerungs- und Verbandsformen des Granite sind Stöcke, Lager und Gänge. Die Lagergranite sind den Schichtencomplexen der archaischen Formation eingeschaltet und deshalb dieser als integrierende Glieder zuzurechnen. Die gang- und stockförmigen Granite hingegen durchsetzen die angrenzenden Schichtgesteine, sind somit jünger als diese, senden

zuweilen sich z. T. wiederum verästelnde Apophysen in dieselben und haben sie in der Nähe des Contactes metamorphosiert. Ihre Eruption fällt zwar vorwiegend in paläozoische Zeitalter, erstreckt sich aber selbst bis in die Tertiärperiode hinein (Pyrenäen, Elba, Cordilleren).

Die chemische Zusammensetzung des Granites ergibt sich aus den beiden folgenden Analysen eines harzer Granites und eines eibenstocker Natrongranites: Kieselsäure: 73,74—77,50; Thonerde: 13,46—14,21 (nebst Fe_2O_3); Eisenoxydul: 2,20 — Spur; Kalkerde: 1,15 — Spur; Magnesia: 1,93 — Spur; Natron: 2,60—3,35; Kali: 4,59—4,54.

Nicht selten umschließen die Massivgranite dunkelgefärbte basische Ausscheidungen, welche linsenförmige oder elliptische, schärfere oder verschwommene Begrenzung besitzen und entweder wirre Aggregate von Biotit, Hornblende, Augit, Titanit und Feldspäten darstellen oder in seltenen Fällen eine regelmäßig sphärische Anordnung dieser Gemengteile erkennen lassen (Kugelgranite, Puddinggranite). Zuweilen vollzieht sich ganz allgemein in den randlichen Teilen der Granitmassivs eine Ansammlung der basischen Bestandteile.

Die Form der Granitberge ist in der Regel eine gewölbte, einem Kugelabschnitte gleichende (so die des Brockens). Ihre Oberfläche ist gewöhnlich von kolossalen wollsackähnlichen Granitblöcken besät (Felsenmeere), deren Entstehung dadurch bedingt ist, dass die Verwitterung des Granites den das Gestein durchsetzenden Klüften nachgeht, die nächstliegenden Partien in lockeren Grus umwandelt und die centralen Massen in Form abgerundeter fester Blöcke zurücklässt.

Unter den durch Modification ihrer Zusammensetzung und ihrer Structur bedingten Varietäten der Granite sind hervorzuheben:

a. Granit im engeren Sinne; alle Granitgesteine, welche aus Kalifeldspat, Oligoklas nebst Quarz bestehen und sowohl hellen, wie dunklen Glimmer führen (= Zweiglimmer-Granite).

b. Granitit (Biotitgranit); Granitgesteine, welche nur dunklen Biotit, aber keinen Muscovit enthalten (Brocken, Riesengebirge, Lausitz, Ilmenau in Thüringen, Brixen in Tirol, Raveno). Zuweilen mit Augit oder Hornblende, welche den Biotit ganz verdrängen können. Die so entstehenden Hornblende- und Augitgranite vermitteln den Übergang zu den Syeniten (Meißen) oder den Gabbros (Harz). Der finnländische Rapakiwi ist ein hornblendeführender Granitit.

c. Muscovitgranit, Granitgesteine, welche als Vertreter des Glimmers nur weißen Muscovit enthalten.

d. Lithionitgranite, bei denen der Biotit durch Lithioneisenglimmer ersetzt ist (Eibenstocker Massiv).

e. Natrongranite (Sodagranite), bei denen der Oligoklas durch Albit ersetzt ist (Eibenstocker Massiv).

f. **Turmalingranit**, ein Granitit mit meist strahligen (sonnenartigen) Aggregaten von Turmalin und Quarz (Eibenstock, Schwarzwald, Predazzo).

g. **Pegmatit**, ein sehr grobkörniges, nicht selten drusenreiches Aggregat von Orthoklas und Mikroklin (in bis fuß-, ja klaftergroßen Partien), weißem Quarz, sog. Schriftgranit und großen Tafeln von silberweißem Glimmer, zu denen sich oft säulenförmige Turmaline, zuweilen auch als zufällige Gemengteile Beryll, Topas, Granat, Andalusit, Apatit, Orthit u. a. gesellen (Granulitgebiet in Sachsen, Striegau in Schlesien, Zwiesel im Bayerischen Walde, Epprechtstein im Fichtelgebirge). Unter dem Namen Schriftgranit versteht man große, meist als Bestandteile der Pegmatite auftretende Feldspatindividuen, welche von zahlreichen parallel stehenden, stengeligen Quarzindividuen in der Weise durchwachsen sind, dass die letzteren auf den Spaltungsflächen des Feldspates im Querbruche und zwar in Figuren, ähnlich wie hebräische Schriftzüge erscheinen. Stockscheider sind pegmatitische Strukturmodificationen an der Grenzscheide der Granitstöcke zum Nebengestein (Geyer).

h. **Aplite** sind glimmerarme bis glimmerfreie, sehr feinkörnige Ganggranite.

i. **Protogin** oder **Alpengranit** ein augenscheinlich bereits durch Gebirgsdruck beeinflusster Granit mit Biotit und Häuten und Lamellen von hellgrünem Sericit.

Der **Greisen** ist ein körniges Aggregat von vorwaltendem hellgrauem Quarz und weißem, grauem, gelblichem oder grünlichem Glimmer (meist Lithionglimmer), — eine durch Silifizierung feldspatfrei gewordene Modification des Granites, in welchen er randlich übergeht (z. B. bei Eibenstock und Geyer im Erzgebirge). Häufige und charakteristische Begleitminerale sind Zinnstein und Topas (Zinnwald im Erzgebirge, Schlackenwald in Böhmen, Cornwall, Banka).

Als **porphyrische Mikrogranite** lassen sich alle jene porphyrischen Ganggesteine zusammenfassen, welche als Porphyrfacies des Granites Apophysen von Granitstöcken bilden oder, etwas jünger als diese letzteren, den Hauptgranit und dessen Umgebung durchsetzen, aber doch mit diesem eine geologische Einheit bilden. Werden diese Gänge mächtiger, so nähern sie sich den Granitporphyren, ja in den mittleren Gangpartien den mittelkörnigen Graniten. Die Grundmasse dieser Gesteine weist teils echte Mikrogranitstruktur, teils eine gesetzmäßige Anordnung von Quarz und Feldspat zu radialfaseriger Gruppierung der Mineralstengel oder zu schriftgranitischer (mikropegmatitischer) Durchdringung beider Mineralien auf (Granophyre Rosenbusch's). Die porphyrischen Einsprenglinge bestehen aus dihexädrischen Quarzen, aus Kryställchen von Orthoklas und Plagioklas und Biotit; zuweilen jedoch fehlen unter diesen Orthoklas und Quarz, welche dann lediglich die Grundmasse zusammensetzen.

Die Pinit als Pseudomorphosen nach Cordierit führenden Quarzporphyre dürften sämtlich den Granophyren zuzurechnen sein (Bayrischer Wald, Schwarzwald, Erzgebirge). Ihre nahen Beziehungen zu den Graniten bekunden die Mikrogranite zuweilen auch darin, dass sie accessorisch Topas (Erzgebirge) oder Turmalin (Harz) führen.

28. Granitporphyr.

Der Granitporphyr besteht aus einer feinkörnigen bis dicht erscheinenden, unter dem Mikroskope relativ grobkörnigen Grundmasse, welche porphyrische Ausscheidungen von Feldspat, Quarz und Biotit umfasst. Die deutlich körnige Grundmasse des Granitporphyres ist ein Aggregat von Feldspat und Quarz, wozu als dunkle basische Gemengteile Biotit und Augit, zuweilen auch Enstatit oder Hornblende treten, welche häufig chloritisiert sind und dann der sonst bräunlichen oder graulichen Grundmasse eine grünliche Färbung verleihen. Der Feldspat der Grundmasse bildet kleine Täfelchen und Leistchen und der Quarz das Cement, oder aber beide sind zu einem gleichmäßig-mikrogranitischen Gemenge verwachsen, und zwar letzteres hauptsächlich in der Nähe der meist dichteren Salbänder oder dort wo sich das Gestein überhaupt mehr den gewöhnlichen Quarzporphyren zuneigt. In dieser Grundmasse liegen zahlreiche, meist über zollgroße, fleisch- oder ziegelrote, stark glänzende Orthoklaszwillinge, kleinere und spärlichere, gelbliche oder grünliche, matte Plagioklaskrystalle, zum Teil mit labradorartigem Schiller, sehr selten Mikrokline, erbsengroße, graue Quarzkörner, Schuppen von braunem Glimmer und rundliche Aggregate von Chlorit. Nach dem unter diesen Gesteinselementen am reichlichsten vertretenen dunklen basischen Gemengteile lassen sich Pyroxen-, Hornblende-(Syenit-) und Biotitgranitporphyre unterscheiden. Accessorisch kommt stets und z. B. in Sachsen sehr reichlich Zirkon, zuweilen auch Granat vor (bei Wurzen). Die Quarze einiger Granitporphyre enthalten neben Flüssigkeitseinschlüssen auch Glaseinschlüsse, während in der feinkörnigen Grundmasse jede Andeutung glasiger Zwischensubstanz vollkommen fehlt. Die Orthoklase des Granitporphyres sind im Innern oft noch vollkommen adularähnlich klar und durchsichtig und nur von einer trüben Umwandlungsrinde umgeben oder sehr schön zonar struiert; sehr reich sind sie zuweilen an Glaseinschlüssen von rechteckiger Gestalt. Der Granitporphyr ist in Deutschland namentlich im Leipziger Kreise bei Brandis, Beucha, Trebsen und Wurzen, ferner bei Frauenstein, Altenberg und Graupen im Erzgebirge, bei Liebenstein im Thüringer Walde entwickelt.

29. Quarzporphyr (Felsitporphyr).

Der Quarzporphyr besteht aus einer dicht erscheinenden, felsitischen Grundmasse, in welcher Krystalle von Quarz und Orthoklas, daneben auch solche von Plagioklas oder Glimmer porphyrisch ausgeschieden liegen.

Die felsitische Grundmasse ist bald schimmernd, splitterig, dann sehr hart, bald matt, rauh, locker, selbst erdig, und besitzt am häufigsten eine rötlichbraune Farbe, neben welcher grünliche, gelbliche, graue, ja bläuliche Nüancen vorkommen, die oft auffallend rasch mit einander wechseln. Die Grundmasse zeigt, wie die Untersuchung von Dünnschliffen lehrt, eine überaus wechselnde Ausbildung. Bald lässt sich dieselbe noch in ein deutlich krystallines Aggregat der mikroskopisch ausgebildeten Bestandteile, also hauptsächlich von Feldspat und Quarz zerlegen, bei gekreuzten Nicols heben sich dann die Umrisse der einzelnen Mineralkörner scharf von einander ab (mikrokrystalline Ausbildung), — bald sinken diese Elemente der Grundmasse zu so winzigen Dimensionen herab, dass nur mit Hilfe stärkerer Vergrößerung ihr krystalliner Aggregatzustand erkannt werden kann (kryptokrystalline Ausbildung). Endlich verhält sich die Substanz der Grundmasse vollkommen wie ein isotroper Körper, welcher einerseits als Mikrofelsit noch eine gewisse Structur zeigt und aus kleinsten unbestimmten Körnchen, zartesten Schüppchen und Fäden zusammengesetzt erscheint oder anderseits vollkommen structurlos ist und in dieser Form das eigentliche Gesteinsglas darstellt.

Die Verbreitung und Beteiligung dieser Structurarten der Grundmasse ist nun eine derartige, dass deren mikrogranitische Form an die oben beschriebenen Granitporphyre und porphyrischen Mikrogranite geknüpft ist, während sich kryptokrystalline, mikrofelsitische und glasige Ausbildung in wechselnden Verhältnissen an der Zusammensetzung der Grundmasse ein und desselben Quarzporphyrs beteiligen können. Tritt das Gesteinsglas sehr in den Vordergrund, so wird ein Übergang zu den Pechsteinporphyren vermittelt (siehe unten).

Was die räumliche Anordnung der Grundmassenbestandteile betrifft, so kann diese als richtungslos, fluidal oder sphäroidal bezeichnet werden. Die Fluidalstructur verkörpert die Bewegungserscheinungen, welche innerhalb des ehemals glutflüssigen Gesteinskörpers vor sich gingen. Sie ist an glas- und mikrofelsitreichen Porphyren gut entwickelt, fehlt aber auch nicht solchen mit vorwiegend mikrokrystalliner Entwicklung der Grundmasse (Pyroxen-Quarzporphyre des Leipziger Kreises).

Die lagenförmige Structur ist nur eine Modification der fluidalen, indem zarteste Schlieren von mikrofelsitischer bis kryptokrystalliner Ausbildung nahezu parallel zu einander angeordnet sind und die porphyrischen Einsprenglinge flaserig umschließen (Augustusburg in Sachsen, Tabarz in Thüringen, Weinheim im Odenwalde).

Unter den kugeligen Aggregationsformen der Grundmassenbestandteile sind zunächst hervorzuheben die echten Sphärolithe (Felsosphärite) aus homogener, radialstrahliger Substanz bestehend, zwischen gekreuzten Nicols ein vierarmiges, schwarzes Kreuz liefernd, die Belonosphärite,

Kugelgebilde, bestehend aus Radialstrahlen von Feldspat und Quarz, und endlich die Granosphärite, Zusammenballungen von regellos körniger Structur. Die sogenannten Kugelporphyre (Pyromeride; Corsica, Wuenheim i. Oberelsass) enthalten zahlreiche kugelige Gebilde von makroskopischen Dimensionen, welche eine radialfaserige oder concentrisch-schalige Structur besitzen und im Innern oft eine kleine Höhlung zeigen. Andere Porphyre führen kugelige Massen von Faust- bis Kopfgröße; diese bestehen aus concentrischen Schalen von dichter oder radialstrahliger Masse (Lithophysen) und umschließen einen Hohlraum, der von Kalkspat, Flussspat, Amethyst und Eisenglimmerkrystallen ausgekleidet ist.

Bei drusiger Structur zeigt die Grundmasse mancher Porphyre (Mühlsteinporphyre) zahlreiche, unregelmäßig gestaltete, häufig mit Quarzkrystallen ausgekleidete Höhlungen, wodurch das Gestein ein zelliges, zerfressenes Aussehen erhält (Umgebung des Inselsberges in Thüringen, Steinsberg, Handschuchsheim, Wendenkopf im Odenwald). Andere Porphyre umschließen zahlreiche, eckige Fragmente eines mit ihnen vollkommen übereinstimmenden Gesteines, wodurch sie zu Porphyrbreccien oder Trümmerporphyren werden.

In der Grundmasse des Quarzporphyres liegen Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Glimmer in sehr wechselndem Mengenverhältnis porphyrisch ausgeschieden. Der Orthoklas erscheint in weißen, gelblichen oder rötlichen Krystallen mit stark perlmutterglänzenden Spaltungsflächen, z. T. sanidinähnlich frisch. Bei den einfachen Krystallen herrscht die Säulenform vor, die tafelförmigen sind stets zu Zwillingen verwachsen. Beim Zerschlagen des Gesteines erscheinen dieselben in quadratischem, rechteckigem oder sechseitigem Querschnitte. Der nur in kleineren Krystallindividuen auftretende Plagioklas zeichnet sich in frischem Zustande durch die Zwillingsstreifung seiner Spaltungsflächen aus, verwittert jedoch so leicht, dass dieses Kennzeichen rasch verschwindet; er wird dann matt und später weich, selbst kaolinartig, während sich der Orthoklas noch vollkommen unverwittert erhalten hat. Einschlüsse von Grundmasse, Glas und Mikrolithen, nicht selten zonar geordnet, sind in beiden Feldspaten häufig. Der Quarz erscheint gewöhnlich in hirsekorn- bis erbsengroßen, mehr oder minder vollkommen ausgebildeten Dihexaëdern (z. B. am Auersberge bei Stollberg), zuweilen auch in unregelmäßigen Körnern, die sich als Fragmente zerborstener Krystalle zu erkennen geben. Seine Farbe ist graulich weiß bis dunkelrauchgrau, sein muscheliger Bruch fett- bis glasglänzend. Er enthält oft zahlreiche mikroskopische Glas-, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, sowie solche von der felsitischen Grundmasse, alle zuweilen von dihexaëdrischer Form und nach den Conturen des Wirtes orientiert. Während Ausscheidungen von Quarz in allen, von Feldspat in den meisten Quarzporphyren vorhanden sind, erscheint Glimmer nur seltener. Er bildet dann hexagonale Täfelchen

von schwarzer oder tombakbrauner, infolge von Verwitterung silberweißer oder messinggelber Farbe.

Als fernere Gemengteile der Quarzporphyre sind mikroskopisch Magnet-eisen, Titanit, Granat, Hornblende, Apatit, Diallag, Augit, Enstatit, Zirkon und Anatas nachgewiesen worden.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Quarzporphyre hat sich ergeben: Kieselsäure 74, — Thonerde 12—14, — Eisen-oxyduloxyd 2—3, — Kalk 1,5, — Magnesia 0,5, — Alkalien, unter denen Kali vorwiegend ist, 7—9.

In gewissen, oft ganz schwarzen Quarzporphyren des nördlichen Sachsens (Beucha-Grimma-Trebsen) ist der Gehalt an Pyroxen (Augit, Diallag, Enstatit) so beträchtlich, dass sie als Pyroxen-Quarzporphyre zu bezeichnen sind. Sie stehen mit Pyroxen-Granitporphyren in inniger Verbindung und sind wie diese oft reich an Plagioklas, Biotit und Magnetit.

Während die Quarzporphyre im allgemeinen arm an zufälligen Gemengteilen sind, von denen höchstens Granat, sowie secundärer Schwefelkies, Epidot, Flussspat und Chlorit anzuführen sein dürften, zeichnen sie sich durch ihren Reichtum an accessorischen secretionären Bestandmassen aus, welche als Mandeln, Nester und Schnüre von Kalkspat, Quarz, Chalcedon, Achat, Amethyst, Flussspat u. a. auftreten. In Thüringen (bei Elgersburg, Ilmenau und Friedrichroda) bilden Manganerze in Form von größeren Nestern, Adern und Spaltenausfüllungen technisch wichtige Bestandmassen innerhalb des Quarzporphyres.

Die Hauptzeit quarzporphyrischer Eruptionen fällt in die Periode des Rotliegenden, also der älteren Dyas, und ihre Hauptverbreitung innerhalb Deutschlands in eine Zone, welcher die Gegend bei Brilon in Westfalen, der Odenwald, der Thüringer Wald, der Südrand des Harzes, der Halle-Leipziger Kreis, das erzgebirgische Becken und zahlreiche Vorkommnisse im Erzgebirge und in Schlesien angehören; anderseits sind aus dem argentinischen Cordillereengebiete Quarzporphyre silurischen Alters bekannt geworden.

Den Quarzporphyren schließen sich die Quarzkeratophyre an; es sind dies Quarzeinsprenglinge führende, durch hohen Natrongehalt ausgezeichnete, altpaläozoische Porphyrgesteine, in denen der Orthoklas durch Albit vertreten ist (Lastau in Sachsen, Rübeland, in der Lennegegend Westfalens, Nassau).

Der **Felsitfels** ist ein hartes, compactes Gestein von dichtem, homogenem Aussehen und weißlicher, fleischroter oder graulicher Farbe, welches mit der Grundmasse des Quarzporphyres identisch ist, also eine von porphyrischen Einsprenglingen freie Modification des letzteren vorstellt.

30. Felsitpechstein und Pechsteinporphyr (Vitrophyr).

Der Felsitpechstein ist ein halb glasiges, leicht zersprengbares, an den Kanten durchscheinendes Gestein von pechähnlichem Aussehen, besitzt Fettglanz und muscheligen bis unebenen Bruch und erreicht kaum die Härte des Orthoklases. Seine vorherrschenden Farben sind dunkelgrün, braunrot und schwarz, zuweilen mit gestreifter oder wolkiger Zeichnung.

Der Pechstein ist ein natürliches, wasserhaltiges Glas, welches gewöhnlich in innigster Verbindung mit Quarzporphyren auftritt. Seine dunkle Färbung verdankt es meist in großer Zahl ausgeschiedenen mikrolithischen Gebilden, und zwar opaken, geradlinigen, gebogenen, geknickten, knäuelförmig vereinigten schwarzen Nadelchen (Trichiten), winzigsten, das Glas gleichmäßig imprägnierenden Körnchen oder kleinen Stäbchen, die bald ohne gesetzmäßige Ordnung durch einander liegen, bald zu parallelen, vielfach gewundenen Strömen angeordnet die Fließbewegungen des Glases vor seiner Erstarrung verkörpern (vergl. Fig. 12, S. 32).

An Krystalleinsprenglingen führen die Pechsteine am häufigsten Krystalle von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, spärlicher solche von Biotit, Augit, Hornblende, selten Olivin und Bronzit. Pechsteine mit zahlreichen Krystalleinsprenglingen bezeichnet man als Pechsteinporphyr oder Vitrophyr.

Viele Pechsteine findet man von zahlreichen Contractionsspältchen, nämlich perlitischen Sprüngen durchzogen, welche im Durchschnitt kreisförmigen oder arabeskenartig verschlungenen Verlauf besitzen und manchmal geradezu den Zerfall des Gesteines zu erbsengroßen Körnern mit schaliger Ablösung verursachen. Da diese Sprünge die fluidalen Mikrolithenströme unabhängig von deren Verlauf durchkreuzen, so können sie erst mit oder nach Verfestigung des Gesteines entstanden sein.

Eine weite Verbreitung in den Pechsteinen, besonders in jenen der Meißener Gegend besitzt eine mikrofelsitische bis kryptokrystalline Substanz, der sogenannte Pechsteinfelsit, welcher bisher als eine primäre Ausscheidung aus dem Pechsteinmagma angesehen wurde. Doch ist es neuerdings wahrscheinlich gemacht worden, dass derselbe ein secundäres Product ist, welches sich zum Pechstein etwa ebenso verhält wie Serpentin zum Olivin. Dieser Felsit, mit hohem Wassergehalte ausgestattet, vermittelt im Meißener Gebiete die Umbildung des Pechsteines zu gewöhnlichem gestreiftem Porphyr (Dobritzer Porphyr). Verbandverhältnisse weisen darauf hin, dass auch die Porphyre anderer Gebiete (Wechselburg, Erzgebirgisches Becken) secundär aus Pechsteinen hervorgegangen sind, und da diese secundären Quarzporphyre hinsichtlich der Structur ihrer Grundmasse sich in nichts von den deckenförmigen Quarzporphyren anderer Gebiete unterscheiden, so scheint es fraglich zu sein, ob überhaupt der rötlichen felsitischen Grundmasse der Quarzporphyre eine primäre Entstehung zugeschrieben werden darf (A. Sauer).

Auch losgerissene Bruchstücke des Nebengesteines umschließt ebenso wie der Quarzporphyr zuweilen der Pechstein, so solche von Gneiß, Glimmerschiefer und Phyllit; doch haben dieselben in ersterem wie letzterem Magma nicht die geringste Schmelzwirkung erfahren. Die Kugeln des »Kugelpechsteines« von Spechtshausen wurden von E. Kalkowsky als rundum abgeschmolzene Fragmente eines fremden Quarzporphyres mit einer felsitischen Erstarrungszone des Pechsteinmagmas gedeutet, während sie nach A. Sauer zu den oben besprochenen secundären Umbildungsproducten des Pechsteinglases gehören.

In Deutschland ist der Pechstein namentlich in dem Porphyrgebiete von Meißen verbreitet. Hier bildet derselbe gang- oder lagerartige Massen im Quarzporphyr. Ferner sind isolierte gangförmige Vorkommen dieses Gesteines in den Districten zwischen Tharandt und Freiberg, sowie bei Leisnig und Colditz vorhanden, während dem Rotliegenden von Zwickau-Lugau-Chemnitz ein Pechsteinlager eingeschaltet ist, welches nach dem Hangenden und Liegenden in Quarzporphyr übergeht. Auch die Vitrophyre von Auer und Castelrutt (Südtirol) sowie von Lugano sind mit Porphyren verknüpft.

34. Liparit, Rhyolith oder Quarztrachyt.

Die typisch ausgebildeten Liparite sind sehr kieselsäurereiche, porphyrische Gesteine, sind mit den Quarzporphyren petrographisch auf das engste verwandt, und bestehen aus einer fast dichten Grundmasse, in welcher Krystalle von Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende ausgeschieden liegen.

Die Grundmasse ist ähnlich jener der Quarzporphyre felsitisch, dicht, zum Teil hornstein-, pechstein- oder thonsteinartig, weißlich, gelblich, hellgrau oder lichtrötlich gefärbt und besitzt nicht selten ein zelliges, poröses oder rauhes Aussehen, und enthält Blasen und unregelmäßige Hohlräume. In letzterem Falle ist das Gestein reich an Nestern, Trümmern und Mandeln von Hornstein, Jaspis, Quarz und Amethyst. Die Blasen sind zwar gewöhnlich rundlich, oft aber auch sämtlich nach einer Richtung in die Länge gezogen, zuweilen auch ganz regellos gestaltet und sehr häufig von einer chalcedonartigen Substanz incrustiert. Local sind derartige Höhlungen im Liparit durch concentrische, oft frei auf einander folgende Schalen von Felsit rosettenartig gekammert, erreichen dann Faustgröße und werden als Lithophysen bezeichnet.

Unter dem Mikroskope löst sich die dichte Grundmasse mancher Liparite in ein mikrogranitisches Aggregat von viel Sanidin, wenig Plagioklas, Quarz, etwas Biotit und Hornblende und mehr oder weniger glasiger Substanz auf, die Grundmasse der meisten Liparite jedoch ist ausgezeichnet mikrofelsitisch, zum Teil mit faseriger oder sphärolithischer Aggregation der Teilchen und mehr oder weniger bedeutender Beimengung von glasiger Substanz,

oder sie ist endlich eine reine Glasbasis mit Mikrolithen. Für die Liparite ist Sphärolithführung und Fluidalstructur der Grundmasse geradezu charakteristisch. Besteht letztere fast nur aus Sphärolithen, so bezeichnet man diese Modification als Sphärolithfels.

In dieser Grundmasse liegen ausgeschieden: Quarz in rauchgrauen oder wasserhellen, scharfbegrenzten Körnern oder dihexaëdrischen Krystallen, mit muscheligen Bruch und mit Glasglanz, mit viel Glaseinschlüssen. Häufig ist der Quarz erst durch das Mikroskop nachzuweisen. Tridymit nimmt in Form dachziegeliger Aggregate und selbständiger Einzelkryställchen an der Zusammensetzung vieler Liparite teil und findet sich in oder um Hohlräume angesiedelt. Sanidin, rissige Krystalle von mitunter wasserheller Beschaffenheit, oft als kleine tafelförmige Individuen, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze. Plagioklas, meist nur spärlich vorhanden, steht in seiner Zusammensetzung zwischen Oligoklas und Albit und dürfte zuweilen fast reiner Albit sein. Schwarzer Glimmer in kleinen Blättchen, namentlich in sanidinreichen, weniger in quarzreichen Lipariten. Hornblende in vereinzelt schwarzen Säulchen, hier und da Augit in hellgrünen Körnern, endlich Apatit und Magnetit, sowie selten Cordierit, Bronzit, Hypersthen, Olivin, Topas, Turmalin.

Der Kieselsäuregehalt der Liparite beträgt 75—77 %.

Je nach der structurellen Ausbildung der Liparitgesteine unterscheidet man:

eigentlichen (lithoiden) Liparit mit wechselnder, oft höchst spärlicher Menge von porphyrischen Einsprenglingen, und mit bald mikrokrySTALLINISCHER, bald mikrofelsitischer Grundmasse, zuweilen reich an Sphärolithen; den Quarzporphyren sehr nahestehend.

Nevadit, ein Liparit von fast granitischem Habitus, überaus reich an Krystallen von Quarz, Feldspat und Biotit, während die Grundmasse sehr zurücktritt, zuweilen gänzlich fehlt. Ist das Gestein nicht mehr ganz frisch, so erinnert es sehr an ältere Granitporphyre, bei gleichzeitigem Pinitgehalt (Campiglia) an Pinitporphyre.

Der Rhyolith oder Liparit ist ein massiges Gestein, zuweilen stellt sich jedoch infolge paralleler Lagerung der dünnen Sanidintäfelchen oder durch lagenartige Abwechselung in der Structur und Farbe der Grundmasse eine Art schieferiger Structur ein. Ersteres ist namentlich bei den Lipariten des Baula-Berges auf Island, letzteres am vorzüglichsten bei den quarztrachytischen Laven vom Taupo-See auf Nord-Neu-Seeland der Fall. Auch säulenförmige Absonderung ist bei vielen Lipariten in größter Regelmäßigkeit entwickelt, so an der Hohenburg bei Bonn, am Baula-Berge, auf Palmarola.

Die Liparite besitzen eine nicht unbedeutende Verbreitung, sind jedoch als Laven unserer jetzigen Vulkane gar nicht bekannt. In Europa sind sie namentlich in Ungarn, Siebenbürgen, den Euganeen und auf Island, in

kleinerem Maßstabe z. B. auf den Liparischen und Ponza-Inseln und am Mont Dore vertreten.

Als Pantellerite bezeichnet man natronreiche Liparite, bei denen der Biotit durch Hornblende und Augit ersetzt wird.

32. Liparitgläser.

Liparitpechstein, ein schwärzliches, grünliches, bräunliches oder gelbliches Glas, mit 5 bis 9% Wasser, reich an Mikrolithen und oft auch an porphyrischen Einsprenglingen. Auf Island (im directen Verbande mit Liparit), in der Auvergne, in der Gegend von Schemnitz, in den Euganeen, namentlich aber auf den Inseln Eigg und Arran. Die Vorkommnisse auf letztgenannter Insel sind in der Menge ihrer porphyrischen Einsprenglinge (Sanidin, Plagioklas, Quarz, Magnetit und Hornblende), sowie in der Verteilung und Anordnung der Mikrolithen vielfachen Schwankungen unterworfen und weisen nie perlitische Structur, stets aber die nämlichen mikrofelsitischen Trübungen der Glassubstanz auf, wie die Porphyrypechsteine, denen sie auch zugeteilt worden sind. Ihre Grundmasse ist von Hornblende- und Augitmikrolithen erfüllt, welche sich zu den zierlichsten farnwedelartigen Aggregaten vereinen (Fig. 47).



Fig. 17. Farnwedelähnliche Hornblendebildungen im (?) Porphyry-Pechstein von Arran. Nach F. Zirkel.

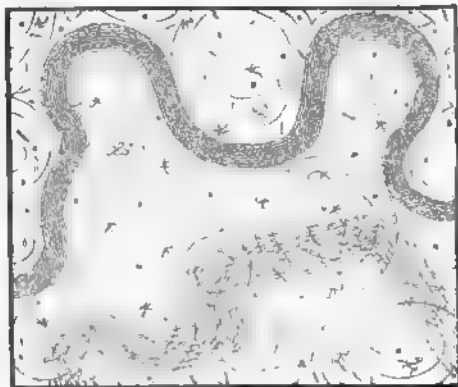


Fig. 18. Mikrostruktur des Perlites. Nach F. Zirkel.

Der Liparitperlit, kurz Perlit, eine glas- oder emailartige Masse von meist graublauer Färbung, welche aus hirse- bis erbsengroßen, zwiebel-schalig gebauten Körnern zusammengesetzt ist. Öfters platten sich dieselben gegen einander ab oder lassen schmale Glasbänder von himmssteinartiger, faseriger Structur zwischen sich. Zuweilen stellen sich mikrofelsitische Partien oder radial faserig struierte Sphärolithbildungen ein. Die perlitischen Sprünge sind Erstarrungsrisse, welche wie beim Felsitpechstein die Mikrolithenströme gesetzlos durchschneiden (Fig. 48). Die Perlite führen dieselben porphyrischen Einsprenglinge wie der Liparitpechstein, mit welchem

sie meist auch vergesellschaftet sind (bei Schemnitz, Telkibanya, Euganeen). Ihr Wassergehalt ist meist geringer als derjenige der Pechsteine.

Die Liparitobsidiane sind dunkelbraune oder -grüne bis schwarze, sehr wasserarme bis wasserfreie Liparitgläser, zugleich arm an Einsprenglingen, doch meist erfüllt von den verschiedenartigsten Mikrolithen (Beloniten, Trichiten), sowie streifenweise mit Sphärolithen. Sehr oft mit ausgezeichneter Mikrofluktuationsstruktur (vergl. Fig. 44, S. 32). Verbreitet auf Lipari, Island und Neuseeland, sowie in Mexico und den Rocky Mountains (National-Park). Die Obsidiane von Cerro de las Navajas (Mexico) verdanken ihren eigenartigen Schiller langgezogenen Hohlräumen (Tenne) oder zartesten Lamellen eines anders gearteten Glases (Zirkel).

Der Liparitbimsstein ist ein blasiger, schwammiger oder schaumiger Obsidian von meist lichtgelblicher oder lichtgraulicher Farbe (Lipari, Island, Schemnitz).

2. Quarzfreie Orthoklasgesteine; Familie des Syenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas und Hornblende, Glimmer oder Augit.

33. Syenit.

Der Syenit ist in seiner typischen Ausbildung als Hornblendesyenit (z. B. bei Meißen und im Plauenschen Grunde bei Dresden) ein krystallinisch körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende, zu denen sich sehr häufig Oligoklas und manchmal Glimmer gesellt. Der Orthoklas (zuweilen natronhaltig) ist der vorwaltende Gemengteil, neigt oft zu tafelförmiger Entwicklung seiner dann meist Karlsbader Zwillinge bildenden Individuen, und besitzt eine rötliche oder weißliche Farbe. Plagioklas tritt constant auf und kennzeichnet sich durch die Zwillingsstreifung auf seinen basischen Spaltungsflächen. Reichlichen Plagioklas führt z. B. der Syenit des Plauenschen Grundes. Die Hornblende bildet kurze Säulen von dunkelgrüner oder schwarzer Farbe.

In gewissen Syeniten wird die Hornblende ganz oder größtenteils ersetzt durch Augit oder Biotit. Der Augit kann in Krystallen oder in unregelmäßigen Körnern auftreten, welche im Dünnschliffe meist lichtgrün gefärbt erscheinen (Malakolith), selten mit bräunlichen oder grau violetten Farben durchsichtig werden. Der Glimmer ist stets Magnesiaglimmer von dunkelbrauner oder schwarzgrüner Farbe. Ein charakteristischer Gemengteil vieler Syenite ist rötlich- bis dunkelbrauner Titanit.

Unter dem Mikroskope ist in fast allen Syeniten Magnetit, in vielen Apatit, in manchen spärlicher Quarz nachgewiesen worden, während glasige Zwischenmasse vollständig fehlt, die Ausbildungsweise des Syenites somit eine durchaus krystallinische ist.

Je nachdem sich zum Orthoklas entweder Hornblende oder Augit oder Glimmer gesellen, gliedern sich die Syenite in Hornblendesyenite,

Augitsyenite und Glimmer-(Biotit-)syenite. Die Augitsyenite sind meist zugleich reich an Plagioklas (Monzoni, Gröba a. d. Elbe, Südnorwegen) und gehen dann z. T. in Diabase, z. T. in Hornblendesyenite über. Eine grobkörnige porphyrische Varietät des Glimmersyenites ist der schwarzwälder Durbachit Sauer's.

Die chemische Zusammensetzung des Syenites aus dem Plauenschen Grunde ist die folgende: Kieselsäure 59,0, — Thonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 7,0, — Kalkerde 5,0, — Magnesia 2,5, — Kali 6,5, — Natron 2,4 und geringer Wassergehalt.

Von den zahlreichen zufälligen Gemengteilen des Syenites sind neben Titanit noch Epidot (secundär), Orthit, Magneteisen, Schwefelkies anzuführen. Das Magneteisen tritt nicht nur strichweise in Gestalt feinkörniger Imprägnationen als zufälliger Gemengteil, sondern auch in mächtigen und weit ausgedehnten unregelmäßigen Stöcken oder anhaltenden regelmäßigen Lagern innerhalb der Syenite auf. (Die Kruxe bei Suhl im Thüringer Walde, New-Jersey, New-York, Canada.)

Die Korngröße der syenitischen Gesteinselemente schwankt zwischen grob- und mittelkörnig.

Der Syenit ist wie der Granit ein massiges Gestein, besitzt eine echt granitische Structur und durchsetzt seine Nebengesteine selbständig oder verknüpft mit Graniten und Hornblendegraniten in z. T. ausgedehnten Stöcken (Lakkolithen); ferner tritt er in schmalen Gängen von verhältnismäßig grobkrySTALLINER Beschaffenheit, viel verbreiteter aber in solchen von dichter, porphyrischer Structur (vergl. S. 71) auf.

34. Quarzfreier Orthoklasporphyr.

Während der Quarzporphyr Granitmaterial in porphyrischem Habitus repräsentiert, lässt sich der quarzfreie Orthoklasporphyr als eine porphyrische Ausbildung der syenitischen Gesteinselemente auffassen, worauf auch seine chemische Zusammensetzung hinweist. Er besteht aus einer bräunlichen oder dunkelgrauen, feldspätigen, dichten, meist matten, wesentlich von Orthoklasen gebildeten, mikrokrySTALLINEN Grundmasse, welche zahlreiche glänzende, große OrthoklaskrySTALLE, dahingegen nur kleinere und spärlichere Oligoklas-Individuen, schwarze Hornblendesäulen und dunkle Magnesiaglimmertafeln oder Augite, aber keine oder nur seltene mikroskopische Quarzkörner umschließt. Als zufällige Gemengteile erscheinen Magneteisenerz, Granat, Eisenglanz und bisweilen Olivin, secundäre Carbonate, Epidot und Quarz. Die quarzfreien Orthoklasporphyre durchbrechen nicht nur in Gängen ihre Nebengesteine, sondern überlagern sie auch ähnlich wie die Quarzporphyre deckenartig. In Norwegen werden gewisse quarzfreie Porphyre wegen der rhombischen Durchschnitte ihrer Feldspateinsprenglinge als Rhombenporphyre bezeichnet. Sie bilden bis 150 m

mächtige Decken, welche sich als Ergüsse der dortigen Augitsyenite erweisen; sie sind reich an Feldspat, führen Augit, Biotit und etwas Olivin.

Enthalten die quarzfreien Orthoklasporphyre neben den Orthoklaseinsprenglingen noch porphyrisch ausgeschiedene Individuen von Hornblende, oder von Augit oder von Glimmer, so nennt man dieselben Hornblende-, Augit- oder Glimmersyenitporphyre.

Als syenitische Lamprophyre hat Rosenbusch die ausschließlich gangförmig ausgebildeten Syenitgesteine zusammengefasst, welche reich an Hornblende, Biotit und Augit und deshalb sehr basisch sind und eine durchaus körnig-porphyrische Structur besitzen. Die glimmerreichen Varietäten dieser syenitischen Ganggesteine bezeichnet man als Minette, die Augit und Hornblende führenden Modificationen als Vogesit (Augit- und Hornblende-vogesit). Übergänge zu den entsprechenden gangförmigen Plagioklasgesteinen, den dioritischen Lamprophyren, sind häufig.

Die Haupteruptionen aller dieser Gesteine fallen in die zweite Hälfte des paläozoischen Zeitalters. In Deutschland treten sie namentlich in der Umgebung des Schneekopfes in Thüringen, an der Südseite des Harzes, im Erzgebirge, im Plauenschen Grunde und in den Vogesen auf.

Als Keratophyre bezeichnet man quarzfreie Porphyrgesteine des Silurs und Devons, deren Feldspatgemengteil Albit oder ein natronreicher Orthoklas (z. T. Mikroperthit) ist (Hof, Rübeland, Weilburg).

35. Trachyt (Sanidintrachyt).

Der Trachyt ist eine dem Syenit und dem quarzfreien Porphyr analoge Mineralcombination, nämlich ein quarzfreies, wesentlich aus Sanidin bestehendes Gestein, zu welchem Minerale sich Hornblende, Augit und Biotit, sowie mehr oder weniger reichlich Plagioklas gesellt. Der Habitus ist ein porphyrischer.

Die bald dichte, bald poröse und dann rauhe, graue oder bräunliche Grundmasse zerfällt unter dem Mikroskope in ein Aggregat von vorwiegenden winzigen Feldspat- (und zwar Sanidin- und Plagioklas-) Mikrolithen nebst Hornblendenädelchen und Magneteisenpartikelchen, sowie spärlicher glasierter, selten mikrofelsitischer Zwischenmasse, und enthält makroskopische Krystalle von Sanidin und Plagioklas, auch Glimmertäfelchen und Hornblendsäulen porphyrisch ausgeschieden. Die Sanidine bilden zum Teil tafelförmige, zum Teil säulenförmige, rissige Krystalle, häufig von zonarem Aufbau. Sie sind fast durchweg nach dem Karlsbader Gesetze zu Zwillingen verwachsen und erreichen, so am Drachensfels, an der Perlenhardt im Siebengebirge, 5 bis 10 cm. Sie liegen zuweilen zerbrochen im Gesteine, waren also bereits ausgebildet, als sich die Hauptmasse desselben noch in plastischem Zustande befand. Eben darauf weist auch die Erscheinung hin, dass die Sanidintafeln an manchen Localitäten eine parallele Anordnung

wahrnehmen lassen. Sie führen in ihrer Masse zahlreiche mikroskopische Glaseinschlüsse, Dampfporen, Hornblendemikrolithen und Magneteisenkörner. Diese fremdartigen Einschlüsse beschränken sich häufig auf die Mitte der Krystalle und bilden hier einen centralen Kern, um welchen sich eine farblose Sanidinschicht herumlegt. Der Plagioklas bildet zwar meist kleinere Krystalle als der Sanidin, übertrifft aber diesen zuweilen an Menge. Er ist teils ein Natronorthoklas, teils Oligoklas. Kurze Säulen und lange Nadeln von schwarzer (im Dünnschliffe braun durchsichtiger) Hornblende oder von oft stark pleochroitischem Augit (Augittrachyte), oder Schuppen oder Täfelchen von schwarzem oder braunem Glimmer (Biotittrachyte) bilden neben Sanidin die porphyrischen Einsprenglinge der Trachyte. Tridymit ist nicht allein als Ausscheidung in Drusenräumen, sondern auch als Gemengteil der Grundmasse nachgewiesen. Als weitere zufällige Gemengteile kennt man vorzugsweise Apatit, Zirkon, Titanit, Sodalith, Magneteisen, in seltenen Fällen auch Granat und Olivin.

Das Mittel der chemischen Zusammensetzung der hierhergehörigen Gesteine ist: Kieselsäure 58—65, — Thonerde 17—20, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 6, — Kalk 1,80—2,50, — Magnesia 0,80, — Kali 4—6, — Natron 4,5, — Wasser 0,22—1. — Ihr spezifisches Gewicht beträgt 2,6—2,7.

Trachyte sind u. a. in dem Siebengebirge (Drachenfels, Lohrberg, Kühlenbrunnen, Perlenhardt), im Westerwalde (Umgegend von Selters), in Steiermark (Gleichenberg), bei Neapel (Mt. Olebano, Astroni), in Siebenbürgen u. s. w. nachgewiesen und sind als trachytische Laven z. B. auf Ischia und am Mont Dore bekannt.

Die Trachyte zeigen sowohl Übergänge nach den Phonolithen hin, wenn sie Sodalith bez. Hauyn aufnehmen, als auch zu den Andesiten, wenn der Plagioklas reichlicher wird und Olivin als Bestandteil auftritt. In verwittertem Zustande sind die Trachyte oft von Chalcedon durchtränkt oder von Opal durchzogen (Ungarn).

Als Domite werden äußerst feinkörnige und spröde Trachyte der Auvergne, als Sanidinite grobkörnige, sanidinreiche Auswürflinge z. B. aus der Umgebung des Laacher Sees bezeichnet. Dieselben sind hier außerordentlich reich an zufälligen Mineraleinschlüssen, z. B. Nosean, Hauyn, Olivin, Titanit, Zirkon, Nephelin, Skapolith u. s. w.

Piperno nennt man Trachyte mit dunkelen, flammen- oder streifenartigen Schlieren von sphärolithischer Structur (Gegend von Neapel).

Die Gläser der Trachyte (Trachytpechsteine, -obsidiane und -bimssteine) gleichen denjenigen der Porphyre und Liparite und sind von diesen nur auf Grund ihres geologischen Verbandes und der chemischen Zusammensetzung zu unterscheiden.

3. Quarzfreie Orthoklas-Nephelin- oder -Leucit-Gesteine; Familie des Eläolithsyenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas (Sanidin) und Nephelin (Eläolith) oder Leucit, nebst Augit, Hornblende und Biotit.

36. Eläolithsyenit (Nephelinsyenit).

Der Eläolithsyenit stellt ein mittel- bis grobkörniges, selten feinkörniges Gestein dar, welches im allgemeinen durch die Combination Orthoklas-Eläolith charakterisiert ist. Der Orthoklas bildet oft größere, tafelartige, einfache Krystalle oder Karlsbader Zwillinge. Oligoklas tritt meist untergeordnet teils selbständig, teils dem Orthoklas lamellar eingeschaltet auf. Deutlich gegitterter Mikroklin ist selten. Die derbe, fettglänzend trübe, rötlich oder grünlich gefärbte Varietät des Nephelins, der Eläolith, findet sich bald prismatisch begrenzt, bald wenig oder gar nicht selbständig entwickelt; er beherbergt oft Flüssigkeitseinschlüsse, bisweilen Krystalle von Augit oder Sodalith, und liefert bei der Verwitterung zeolithartige Substanzen.

Zu dem Gemenge Orthoklas-Eläolith treten, jedoch in sehr wechselnder Quantität: Hornblende, Augit (z. T. als Ägirin), Biotit, Sodalith (in vorwiegend derber Ausbildung), ferner Titanit und Zirkon, seltener Wollastonit, Perowskit, Olivin u. s. w.

Schwankungen in der Zusammensetzung der Eläolithsyenite gaben Veranlassung, diesen Varietäten verschiedene Namen beizulegen; man unterschied:

Foyait, nach v. Werveke ein Gemenge von Orthoklas, Eläolith, Augit, Sodalith, Titanit, wenig Hornblende und Glimmer nebst Magnetit und Apatit (Berg Foya, Portugal, Süd-Grönland);

Miascit, in welchem schwarzer Glimmer mehr hervortritt (Ilmengebirge bei Miask);

Ditroit mit bedeutendem Mikroklin- und Sodalithgehalte (Ditro, Siebenbürgen);

Zirkonsyenit wegen des accessorisch z. T. besonders häufigen Zirkons (Laurvig, Norwegen).

Recht eläolithreiche Glieder der Eläolithsyenite wurden aus New-Jersey und von Montreal (mit z. T. 90 Procent Eläolith) bekannt.

Die Eläolithsyenite sind auch porphyrischer Ausbildung fähig und bestehen dann als Eläolithsyenitporphyre (z. T. Liebenerit- und Gieseckitporphyre genannt) aus einer dichten Grundmasse mit porphyrischen Orthoklasen und Eläolithen.

Die als Gang- und Randfacies des Nephelinsyenites entwickelten Glieder des letzteren bezeichnet Rosenbusch als Tinguait. Dieser gleicht einem

feinkörnigen bis dichten graugrünlischen Phonolith, führt in seiner Orthoklas-Eläolith-Ägirin-Grundmasse kleine Einsprenglinge von Orthoklas, Eläolith, Sodalith, Titaneisen, Magnetit und Augit und enthält local bis wallnussgroße Pseudokrystalle von Leucit, erfüllt von Eläolith und Orthoklas (Sierra de Tingua in Brasilien).

Eläolithsyenite sind bekannt aus Südnorwegen, Dalarne, Halbinsel Kola, den Pyrenäen, Portugal (Foya), den Capverden, der Westküste von Afrika, dem Viti-Archipel, Brasilien, Canada, Grönland.

37. **Phonolith** (Klingstein).

Der Phonolith, ein dem Eläolithsyenit analoges jungvulkanisches Gestein, ist eine dichte, meist völlig compacte, in frischem Zustande dunkel grünlich graue oder bräunliche, völlig quarzfreie Gesteinsmasse, auf deren unebenem, ins Splitterige verlaufendem Bruche glänzende Spaltungsflächen von porphyrisch ausgeschiedenem Sanidin erscheinen. Das Gestein besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger Absonderung und giebt beim Schlagen einen hellen Klang. Die Mikrostructur der Grundmasse der Phonolithe ist meist eine durchaus krystallinische, da Glassubstanz sehr zurücktritt, gewöhnlich ganz fehlt. Diese Grundmasse besteht aus Tafeln oder Leisten von Sanidin, sechsseitigen Säulen von Nephelin, Kryställchen von Augit, Leucit, Hauyn und Magnetit. Von diesen Bestandteilen waltet bei den echten Phonolithen bald der Sanidin, bald der Nephelin vor. Mikrofluctuationserscheinungen werden häufiger bei den nephelinarmen, feldspatreichen und besonders bei den trachytartigen Varietäten beobachtet. In dieser Grundmasse liegen sehr zahlreiche tafelartige Sanidinkrystalle (mit mikroskopischen Einschlüssen von Nephelin, Hauyn, Augit, Magnetit und Glastropfen), hexagonale Säulen von Nephelin, Prismen von lichtgrünem Augit, seltener brauner Hornblende, Krystalle von Hauyn, Magnetitsteinkörnchen porphyrisch ausgeschieden, zu welchen sich noch als selten fehlende accessorische Bestandteile Titanitkryställchen, ferner spärliche Biotit-täfelchen, Melanit und vereinzelte Plagioklase gesellen können. Anreicherung an letzteren bedingt Übergänge zu den Tephriten. Auf Klüften, in Blasen und unregelmäßig gestalteten Hohlräumen enthalten namentlich die hellfarbigen Varietäten des Phonolithes mancherlei zeolithische Mineralien, z. B. Natrolith, Chabasit, Desmin, Analcim, Apophyllit, ferner Kalkspat und Hyalith.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Phonolithe hat sich ergeben: Kieselsäure 59,40, — Thonerde 19,50, — Eisenoxyd und -oxydul 3,50, — Manganoxydul 0,15, — Kalkerde 2,25, — Magnesia 0,70, — Kali 6,00, — Natron 7,00, — Wasser 1,60. Ihr mittleres specifisches Gewicht beträgt 2,5. Vor dem Lötrohr schmilzt die Phonolithmasse zu einem grünlich grauen Glase, im Glaskölbchen zeigt sich ein Wassergehalt, der

um so größer ist, je bedeutender die Quantität des aus der Verwitterung des Nephelins, Hauyns oder Leucits hervorgegangenen zeolithischen Gemengteiles ist.

Der Phonolith besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger, ja schieferiger Structur und Absonderung, welche namentlich durch die parallele Anordnung der Sanidintafeln bedingt ist. Porphyrartige Varietäten entstehen, sobald sich in der dichten Grundmasse größere Sanidintafeln einstellen, die bis über 2 cm Größe erreichen können. Trachytähnlich nennt man die sanidinreichen lichtgrauen Phonolithe mit rauher, etwas poröser Grundmasse, welcher deutlich erkennbare zeolithische Bestandteile beigemengt sind, die sich außerdem in Nestern oder Drusen ausgeschieden haben. — Die Phonolithe bilden meistens dom- oder glockenförmige Kuppen (Quellkuppen, Domvulkane), sowie Gänge von durchschnittlich geringer Mächtigkeit, und sind in dieser Lagerungsform in Europa besonders im nördlichen Böhmen (Marienberg bei Außig, Teplitzer Schlossberg, Mille-schauer), in der Lausitz (Lausche, Limberg, Hochwald bei Zittau), im Rhön-gebirge (Milseburg), im Hegau (Hohentwiel, Staufen), in der Auvergne ausgebildet. Die Haupteruption der Phonolithe fällt in die zweite Hälfte der Tertiärzeit.

Den eigentlichen, wesentlich aus Sanidin und Nephelin bestehenden Phonolithen schließen sich Gesteine an, in welchen der Nephelin teilweise oder gänzlich durch Leucit vertreten wird: die Leucitphonolithe und die Leucittrachyte (Leucitophyre). Dieselben weisen in einer dicht erscheinenden, dunkelen, durch Verwitterung bleichenden, aus Nephelin und Leucit bestehenden Grundmasse Krystalle von Sanidin, Hauyn und Leucit auf. Der Hauyn ist blaugrau gefärbt, bildet mehrere Millimeter große Krystalle, welche auf dem Bruche durch ihre dodekaëdrischen Umrisse deutlich hervortreten. Der Leucit erscheint in Gestalt zahlloser, sehr kleiner, durchsichtiger, in zersetztem Zustande schneeweißer Körnchen. Mikroskopisch sind außerdem Apatit, Augit und Magneteisen, bisweilen auch Tridymit nachgewiesen. Aus Leucitphonolith besteht z. B. der vulkanische Kegel von Olbrück, der Burgberg bei Rieden in der Laacher Gegend, der Perler Kopf bei Hannebach, auch in der Umgebung des Kaiserstuhles und von Oberwiesenthal im Erzgebirge (hier mit wallnussgroßen Pseudomorphosen von Kalifeldspat nach Leucit) ist er verbreitet.

Phonolithgläser besitzen nur geringe Verbreitung und bilden besonders als Phonolithobsidiane die Rinde von Phonolithströmen (so auf Teneriffa). Sie sind schwarz gefärbt oder gebändert, indem Schlieren und Streifen von braunem mit solchen von lichterem Glase oder von kryptokrystalliner Beschaffenheit abwechseln (Eutaxitstructur). Als spärliche Krystallausscheidungen treten auf: Sanidinleistchen und blaue, scharfumrandete Hauynkryställchen.

4. Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit; Familie des Diorites.

38. Diorit.

Der Diorit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Plagioklas (und zwar Oligoklas, Labrador, Anorthit) und Hornblende, zu welchem sich manchmal Augit, Glimmer und Quarz gesellt. Der Plagioklas ist gewöhnlich weiß, gelblich oder grünlich gefärbt, auf den Spaltflächen mit deutlicher Zwillingsstreifung versehen und zuweilen, wie das Mikroskop zeigt, durch einen schalenförmigen Aufbau mit basischem Kern und saurer Randzone ausgezeichnet. Hieraus erklärt sich die Erscheinung, dass die Verwitterung solcher Plagioklase nicht selten in deren Centrum ihren Anfang nimmt. Er enthält zuweilen viel Flüssigkeitseinschlüsse, tritt manchmal so zurück, dass er zwischen der bei weitem vorwaltenden Hornblende nur in Mikrokristallen zur Aushildung gelangt ist. Die Hornblende ist meist schwärzlich grün mit starkem Glasglanz auf den Spaltungsflächen, im Dünnschliff bräunlich oder grünlich. Sie bildet entweder Körner oder kurze, fast tafelförmige blätterige Säulen oder auch zarte Nadeln und ist reich an mikroskopischen Einschlüssen, so an Dampfsoren, Mikrolithen von Feldspat, Apatit und Magneteisen. Häufig unterliegt dieselbe einer Umbildung in Chlorit und Epidot, seltener einer solchen in Biotit oder Serpentin.

Wesentliche Abänderungen des normalen Typus werden dadurch hervorgerufen, dass die Hornblende einerseits vollständig durch Glimmer (im Glimmerdiorit), anderseits z. T. durch Augit (im Augitdiorit, richtiger: augitführenden Diorit) ersetzt wird. Überdies kann Quarz, der in den normalen Dioriten höchst untergeordnet auftritt, selbst vollständig fehlt, fast die Bedeutung eines wesentlichen Gemengteiles gewinnen, wodurch wiederum charakteristische Modificationen der Diorite entstehen, die als Quarzdiorite, Quarzglimmerdiorite und Quarzaugitdiorite zu bezeichnen sind. In diesen Gesteinen besitzt der Quarz einen ähnlichen Habitus wie in den Graniten, nimmt aber auch zuweilen dihexaëdrische Umrisse an, so im Tonalit, einem biotitreichen Quarzdiorit des Adamellogebietes in Südtirol. Der Augit ist meist ein lichtgrüner Malakolith, seltener diallagähnlich. Unterliegt derselbe einer Umwandlung in lichtgrüne feinfaserige Hornblende (Uralit), so resultieren Uralitdiorite.

Die Structur der Diorite ist eine bald gröber, bald feiner granitisch-körnige. Eine bemerkenswerte Kugelstructur zeigt der Anorthitdiorit von Corsica, der Corsit, der vorwiegend aus schwärzlichgrüner Hornblende, Anorthit und Quarz besteht, local und zwar vorwiegend in den inneren Teilen des Eruptivstockes Ansammlungen von Anorthit und Hornblende zu 5—8 cm großen Kugeln führt, die aus abwechselnden concentrischen

Lagen von radial gestellten Hornblende- und Feldspatstengeln bestehen (Kugeldiorit).

Die Diorite bilden selbständige Stöcke (Klausen in Tirol) und Gänge oder treten in enger Vergesellschaftung von Granititen, Syeniten oder Gabbros auf. Am Hudson sind sie mit Peridotiten und Noriten, in Südtirol mit Augitsyeniten, in der Herzegowina an dem 5 km langen Eruptivstocke der Jablonica mit Gabbro und Olivingabbro verknüpft, welche letztere hier das Centrum des Massivs einnehmen und peripherisch in normale und augitführende Diorite, zuletzt aber in Quarzdiorite übergehen.

Die Eruptionen der Diorite sind nicht lediglich auf die paläozoische Zeit beschränkt, sondern reichen bis in die Tertiärzeit hinein. So setzen die auch wohl als Banatite bezeichneten Quarzdiorite und Quarzaugitdiorite in der unteren Kreide auf, und normale Diorite im Flysch Bosniens. Aus den Anden kennt man Quarzaugitdiorite mit granitischer Structur und granophyrischen Orthoklas-Quarzdurchwachsungen als Tiefenfacies der daselbst als Ergussgesteine auftretenden Andesite.

Die eigentlichen Gangdiorite lassen sich äußerlich von den feinkörnigen bis dichten Gangsyeniten meist nicht unterscheiden, in verwittertem Zustande auch wohl kaum mikroskopisch. Da überdies beide durch petrographische Übergänge verknüpft sind, so fasst Rosenbusch dieselben unter dem Sammelnamen der Lamprophyre zusammen und scheidet diese in syenitische (S. 74) und dioritische. Die dioritischen Lamprophyre haben eine den Dioriten vollkommen entsprechende Zusammensetzung aus einem sauren bis basischen Plagioklas nebst primärer Hornblende und z. T. Augit (Camptonite) oder statt deren Biotit (Kersantite). Beide sind durch Übergänge mit einander verbunden. Obwohl die Structur oft eine äußerlich dichte ist, so erweist sie sich mikroskopisch doch stets als rein krystallin und dann entweder gleichkörnig oder aber ausgesprochen porphyrisch, sobald in einem dichten Gemenge von Feldspat und dem einen oder anderen der übrigen drei Hauptgemengteile größere porphyrische Krystalle derselben ausgeschieden liegen. Eisenerze und Apatit sind gewöhnliche Übergemengteile, seltener ist Olivin, der zuweilen Umbildung in ein Gewirre von Strahlsteinnadeln (Pilit) erkennen lässt. Chlorit und Calcit sind in den Lamprophyren als secundäre Producte vorhanden. Solche Gangdiorite und zwar namentlich Kersantite besitzen eine große Verbreitung, so im Erzgebirge, Harz, Spessart, Odenwald, Schwarzwald, in den Vogesen u. s. w. Die Aschaffite des Spessarts sind z. T. augitreiche, dioritische Ganggesteine, welche zahlreiche Spratzlinge (Quarze und Orthoklase) des durchbrochenen Nebengesteines enthalten.

39. Porphyrit.

Der Porphyrit (Dioritporphyrit) verhält sich zum Diorit wie der Quarzporphyr zum Granit, stellt somit eine die reinste porphyrische Aus-

bildung zur Schau tragende Ergussfacies des Dioritmagma dar. Die hierhergehörigen Gesteine enthalten in einer bräunlichen, grau violetten oder dunkelgrauen Grundmasse reichliche Einsprenglinge von Oligoklas und von Hornblende in schwarzen Säulchen, oder von Biotit in sechsseitigen Tafelchen, oft auch von Pyroxen (Augit, Enstatit, Bronzit, Bastit) ausgeschieden. Hiernach zerfallen die Porphyrite in Hornblendeporphyrite (local pyroxenführend), und Glimmerporphyrite, die beide wiederum quarzhaltig oder quarzfrei sein können. Ihre Grundmasse gleicht in ihrer Structur entweder jener der Quarzporphyre, d. h. sie ist felsitisch in den verschiedensten Abstufungen bis zur glasigen Aushildung, — oder sie ist mikrolithisch und setzt sich demgemäß aus zahlreichen, oft fluidal geordneten Feldspatleistchen zusammen. Porphyrite der ersteren Art führen zugleich Quarz (Quarzporphyrite) und zwar tritt derselbe in mikrogranitischem Gemenge oder in mikropegmatitischer Durchwachsung mit Feldspat in der Grundmasse oder aber in Dihexaëderform als Krystalleinsprengling auf. Tritt das meist stark wasserhaltige Glas der Grundmasse in den Vordergrund, so wird das Gestein zu einem Pechsteinporphyrit. Als seltener Bestandteil der Porphyrite stellt sich Granat ein (Granatporphyrite Tirols, Porphyrit von Ilfeld), auf Hohlräumen jener des Nahegebietes Tridymit. Bei der eintretenden Verwitterung entstehen am häufigsten Carbonate, Chlorit und Limonit.

Die Porphyrite bilden Gänge und Decken, z. B. bei Ilfeld am Harz, im centralen Thüringer Wald, im Saar-Nahegebiete, im Granite der Lausitz, ferner in dem Gebiete zwischen Meißen, Wilsdruff, Potschappel, und gehen hier local in Porphyritpechstein über. Letzterer ist auch in Südtirol, bei Erbendorf in Bayern vertreten.

40. Andesite und Dacite.

Die Andesite und Dacite repräsentieren eine sehr mannigfaltige jungvulkanische Gesteinsgruppe, welche eine vollkommene Parallelreihe zu den älteren Porphyriten und Quarzporphyriten bildet. Wie diese durch Übergänge mit den Diabasporphyriten einerseits und den Quarzporphyren anderseits verknüpft sind, so ist auch die Grenze der basischen Andesite (Augitandesite) gegen den Plagioklasbasalt und diejenige der Quarzandesite (Dacite) gegen die Liparite eine verschwommene.

An der Zusammensetzung der den Porphyriten analogen Andesite beteiligt sich ein Plagioklas von meist mittlerer Basicität nebst Hornblende, Biotit, Augit, Hypersthen, sowie Magnetit und Apatit, und als seltene zufällige Bestandteile Sanidin, Olivin, Titanit, Granat, Cordierit, Tridymit, Pyrit. Die oft größere porphyrische Einsprenglinge bildenden Plagioklase besitzen häufig Zonarstruktur mit isomorpher Schichtung, indem ein sehr basischer Kern allmählich in eine saure Randzone übergeht. Die im Schliff meist

dunkelbraunen porphyrisch ausgeschiedenen Hornblenden und Biotite besitzen nicht selten Ansmelzungsrinden, in welchen sich lichtgrüner Augit und Magnetit ausgeschieden haben. Der gemeine Augit ist grünlich oder bräunlich und gehört zu den verbreitetsten Gemengteilen der Grundmasse; unter den rhombischen Pyroxenen herrscht Hypersthen vor, der zuweilen mit Augit parallel verwachsen ist.

Wie bei den Porphyriten besteht die Grundmasse aus verfilzten oder fluidal geordneten Mikrolithen, unter denen meist Plagioklasleistchen vorwalten, oder aber sie ist glasig, mikrofelsitisch bis mikrogranitisch. Das Glas ist wasserfrei, also obsidianartig oder perlitisch.

Je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen der dunkelgefärbten Bestandteile, also des Biotits, der Hornblende oder des Pyroxens unterscheidet man Glimmerandesite, Hornblendeandesite und Pyroxenandesite (Augit- und Hypersthenandesite), von welchen namentlich die beiden ersten und die beiden letzten innig mit einander verbunden sind. Hypersthen- und vor allem Augitandesite nehmen z. B. wesentlichen Anteil am Aufbau der Cordilleren; auch Ungarn und Siebenbürgen sind reich an ihnen. Glimmer- und Hornblendeandesite kennt man aus dem Siebengebirge (Wolkenburg), dem Westerwald, aus Centralfrankreich, Ungarn und Siebenbürgen. Ferner spielen die Andesite unter den recenten Laven eine große Rolle (Santorin).

Einer mittleren Zusammensetzung der Andesite entspricht annähernd diejenige des Hornblendeandesites vom Stenzelberge im Siebengebirge mit Kieselsäure 59, — Thonerde 14, — Eisenoxyd 5, — Eisenoxydul 4, — Magnesia 1,6, — Kalk 5, — Natron 5,3, — Kali 4,6, — Wasser 1,3.

Unter den secundären Bildungen der Andesite verschiedener Fundorte sind zu erwähnen Carbonate, Chalcedon, Opal, Alunit, Chlorit, Epidot (letztere besonders in den Propyliten). Die Farbe der Andesite schwankt vom lichten Grau bis zum tiefsten Schwarz (Santorinlaven), schwärzlich-graue Töne sind häufig; den Plagioklasbasalten gegenüber unterscheiden sich die Augitandesite durch Abwesenheit makroporphyrischer Olivine, durch häufiges Auftreten größerer Plagioklaseinsprenglinge und endlich in ihren sauren Gliedern durch lichte Färbung und zuweilen mit bloßem Auge erkennbare Quarzeinsprenglinge.

Die quarzführenden oder durch sehr hohen Kieselsäuregehalt ausgezeichneten, den älteren Quarzporphyriten entsprechenden Dacite (also Quarzandesite) nähern sich in ihrem äußeren Habitus z. T. sehr den Lipariten, führen meist dihexaëdrischen Quarz ausgeschieden, besitzen bald eine felsitische, bald eine vorwiegend mikrolithische Grundmasse und führen außer Quarz die nämlichen Einsprenglinge wie die normalen Andesite.

Propylite und Quarzpropylite (Grünsteintrachyte älterer Autoren) sind den Andesiten und Daciten nahe stehende, aber etwas ältere vulkanische

Gesteine von grünlicher Färbung, welche sich durch stets felsitische Ausbildung der Grundmasse, durch Hornblendestaub verursachte trübe Beschaffenheit der Feldspäte, Beimengung von feinfaseriger, brauner und grüner Hornblende und von Epidot, endlich, bei größerem Reichtum an Einsprenglingen, durch ein fast granitporphyrisches Aussehen auszeichnen (Ungarn, Nevada).

5. Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine; Familie des Gabbros.

44. Gabbro.

Der Gabbro ist ein granitisch körniges Aggregat von Plagioklas und Diallag. Der Feldspat des Gabbros ist meist ein sehr basischer Labrador oder Anorthit, welche durch concentrirte Salz- oder Schwefelsäure zersetzt werden. Der Labrador bildet mehr oder minder große, glänzende Individuen von weißlich grauer, bläulich violetter Farbe, ist oft reich an Flüssigkeitseinschlüssen, meist aber ist er angefüllt von mikroskopischen schwarzen Nadelchen, punktförmigen Körnchen und abgerundet sechseckigen Lamellen, welche seine trübe Färbung bedingen. Gleiches gilt zuweilen vom Anorthit. Der Saussurit, welcher aus der Verwitterung des Feldspates hervorgeht, ist dicht, matt weiß oder grünlich oder bläulich-weiß, und setzt sich neben unbestimmbaren Verwitterungsproducten aus Nadelchen von farblosem Tremolit, Körnchen von Zoisit, Epidot, Albit und Skapolith zusammen.

Der Diallag ist grau bis schmutzig ölgrün oder bräunlich, nach der Richtung des Orthopinakoides höchst vollkommen spaltbar, auf welchen Spaltungsflächen er metallartigen, schillernden Perlmutterglanz besitzt. Seine Individuen sind oft mehrere Zoll groß und werden nicht selten an ihren Rändern von einer grünlichen Hornblenderinde dergestalt umfasst, dass die Hauptachsen und Spaltungsflächen beider Mineralien parallele Lage besitzen. Diese Umsäumung des Diallages durch Hornblende ist namentlich deutlich in Dünnschliffen zu beobachten und beruht auf einer Umbildung des ersteren in letztere (Uralitisierung). Das Mikroskop zeigt, dass der Gabbro-Diallag oft vollkommen von dunkelbraunen oder schwarzen Mikrolamellen angefüllt ist, welche mit ihren breiten Flächen parallel dem Ortho- und Klinopinakoid gelagert sind. Die grasgrüne Varietät der Hornblende, der Smaragdit, erscheint in perlmutterglänzenden Individuen und dürfte aus dem Diallag hervorgegangen sein. Der Diallag ist nicht selten mit rhombischem Pyroxen (Enstatit, Hypersthen) parallel verwachsen. Durch die selbständige Beteiligung der letzteren am Gesteinsgemenge entstehen Übergänge zum Norit.

Ein häufiger accessorischer Gemengteil des Gabbros ist der Olivin. Derselbe bildet dunkelgrüne Körnchen, überwiegt bei manchen Gabbros

an Menge selbst die Diallage, tritt aber meist erst im Dünnschliffe deutlich hervor. Ganz eigentümlich für die Gabbro-Olivine im Gegensatze zu den Basalt-Olivinen scheint ihr außerordentlicher Reichtum an Mikrolithen zu sein, welche oft hakenförmig gebogen und dann zu Sternen angeordnet sind. Die olivinreichen Gabbros werden als Olivingabbros bezeichnet (Volpersdorf, Veltlin, schottische Inseln Mull und Skye, Ödegarden in Norwegen).

Die Gemengteile des Gabbros sind zu einem rein granitisch körnigen Aggregate regellos verwachsen; auch bei mikroskopischen Untersuchungen zeigt sich keine amorphe Basis zwischen den Mineralindividuen, vielmehr ist auch die Mikrostruktur eine granitische.

Als typisches Beispiel für die chemische Zusammensetzung normaler Gabbrogesteine mag die Analyse eines solchen aus dem Radauthale im Harze angeführt werden: Kieselsäure 53,65, — Thonerde 20,77, — Eisenoxyd 0,98, — Eisenoxydul 7,64, — Kalk 9,46, — Magnesia 4,57, — Kali 4,64, — Natron 3,33 — Glühverlust 1,33.

Von zufälligen Gemengteilen sind neben Olivin bemerkenswert: Biotit, Chromit, Hornblende, Granat, Serpentin, Talk, Apatit, Zirkon, Magnetkies, Schwefelkies, Magneteisen. Der Gabbro ist ein massiges, polyedrisch abgesondertes Gestein, welches in inniger Verknüpfung mit Graniten, Dioriten, Noriten und Serpentin mächtige Stöcke zusammensetzt. Ganz ähnliche Gesteine finden sich lagerartig in den Granuliten und krystallinen Schiefern eingeschaltet (siehe Flasergabbro).

Die Eruption des Gabbros fiel nicht bloß in die paläozoische Zeit, sondern auch in weit jüngere Perioden, wie die Gabbrovorkommnisse auf Elba, den Hebriden, in Ligurien, Bosnien und der Nordschweiz (Iberg) beweisen, welche in der Kreide und dem unteren Tertiär aufsetzen. Andere bekannte Gabbrovorkommen sind z. B. die des Zobten, die von Neurode und Ebersdorf in Schlesien, des Radauthales im Harze, bei Dillenburg in Nassau, am Frankenstein im Odenwald, bei Volpersdorf in der Grafschaft Glatz.

Der Forellenstein, ein diallagarmer bis -freier Olivingabbro, besteht aus einem Aggregat von Plagioklas, und zwar wohl meist Anorthit und größtenteils zu Serpentin verwandeltem Olivin. Der Anorthit ist graulich-weiß, teils bildet er krystallinische Partien, teils dichte matte Massen. Der Serpentin liegt in unregelmäßigen dunkelen Flecken zwischen dem Feldspatgemengteil. Unter dem Mikroskope erkennt man, dass anscheinend ganz aus Serpentin bestehende Körner zuweilen noch einen Kern von Olivin besitzen, der jedoch bereits von Serpentinäderchen durchschwärmt wird. Auch in den zum Teil bereits ziemlich stark zersetzten Feldspat ziehen sich Serpentinadern hinein.

Vorkommen: Volpersdorf, Harzburg, Drammen.

42. Norit (Hypersthenit, Hyperit und Schillerfels).

Die Norite sind gabbroartige Gesteine, bei denen der Diallag durch einen rhombischen Pyroxen, also Hypersthen oder Enstatit ersetzt ist und die deshalb eine vollkommene Parallelreihe zu den Gabbros bilden. Man hat demzufolge auch olivinfreie und olivinführende Glieder zu unterscheiden. Übergänge zu den Dioriten werden durch Hornblendenorite und Glimmernorite vermittelt. Im fein- bis grobkörnigen Gesteinsgemenge der Norite herrscht der Labrador gewöhnlich vor und ist in der Regel weißlichgrau, bisweilen auch grünlich, gelblich oder bläulichgrau gefärbt. Der Hypersthen ist schwärzlichbraun oder grünlichschwarz und besitzt meistens auf den Hauptspaltungsflächen seiner oft großblättrigen Individuen einen kupferroten Schiller und metallartigen Glanz. Dieser wird durch Interponierung einer enormen Anzahl von unter sich und der brachy-diagonalen Spaltungsrichtung parallel gelagerten, fast undurchsichtigen, gelblich- bis rothbraunen Lamellen (vielleicht von Brookit) verursacht. Bisweilen werden die Individuen des Hypersthenes von grünlichschwarzer Hornblende eingefasst oder sind mit solcher verwachsen.

Chemische Zusammensetzung eines typischen Norites: Kieselsäure 49,90, — Thonerde 16,04, — Eisenoxyd 7,81, — Kalkerde 14,48, — Magnesia 10,08, — Kali 0,55, — Natron 1,68, — Wasser 1,46.

Als zufällige Gemengteile sind zu nennen: Schwefelkies, Magneteisenerz, Titaneisenerz in zahlreichen Einsprenglingen, Granat, Glimmer und Apatit in einzelnen Krystallen. Die Norite sind granitisch-körnige, massige, stets ungeschichtete Gesteine, welche gang- oder stockförmig auftreten und meist mit Gabbro verknüpft sind. Fundorte des Hypersthenites sind: Klausen in Tirol, Igalliko in Grönland, Eckersund und Farsund in Norwegen, Werm-land in Schweden, Paulsinsel und Küste von Labrador.

Der früher als Schillerfels, Protobastitfels oder Enstatitfels bezeichnete Norit des Radauthales im Harze ist ursprünglich zusammengesetzt aus Anorthit und Enstatit (Protobastit), zu welchen sich als Product der fortschreitenden Umwandlung des letzteren durch Wasseraufnahme noch Schillerspat (Bastit), sowie serpentinisierte Olivin und Chrom- oder Magneteisenerz gesellen. Der Anorthit ist grau, dicht, saussuritartig, der Enstatit oder Protobastit durchscheinend, hellbräunlich bis grünlichgelb mit starkem Perlmutterglanze auf den Spaltungsflächen, während der Schillerspat (Bastit), wie gesagt ein Umwandlungsproduct des Enstatites, stark metallischen Perlmutterglanz besitzt, grün, messinggelb oder braun gefärbt, förmlich von Serpentin- und Chromkörnern durchspickt und deshalb auf den Flächen seines Blätterdurchganges mit dunklen, matten Flecken gesprenkelt ist. Das Mischungsverhältnis dieser Gemengteile schwankt sehr bedeutend, so dass Anorthit und Enstatit abwechselnd sich gegenseitig vollständig verdrängen können, wodurch sich das Gestein einem einfachen nähert.

Noritporphyrite (Enstatitporphyrite) sind porphyrische Eruptivgesteine der Combination Plagioklas und rhombischer Pyroxen mit dichter, meist glashaltiger Grundmasse (an der Nahe, Klausen in Tirol, Cheviot Hills in Nordengland).

Noritpechstein, eine glasreiche Modification der Norite, besteht aus braunschwarzer, pechglänzender Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas, Enstatit, sowie monoklinem Pyroxen. Cheviot Hills.

6. Plagioklas-Augit-Gesteine; Familie des Diabases und Melaphyres.

43. Diabas (früher Grünstein).

Der Diabas ist ein grob- bis feinkörniges, selbst dichtes, festes, zähes, grünes oder grünlichgraues Gemenge von Plagioklas und Augit, wozu sich Magneteisen, Titaneisen, Apatit und etwas Orthoklas, ferner in manchen Diabasen Hornblende, Salit, Enstatit, Olivin und Quarz gesellen. Ein chloritisches Mineral secundärer Entstehung besitzt in den meisten Diabasen eine weite Verbreitung, fehlt aber in anderen. Der Plagioklas der Diabase ist in den körnigen hierher gehörigen Gesteinsvarietäten makroskopisch sichtbar, in den dichten Abarten nur unter dem Mikroskope nachzuweisen. Er bildet meist leisten- und tafelförmige Individuen oder unregelmäßige Körner mit deutlicher Spaltbarkeit und in frischem, freilich seltenem Zustande mit der für ihre polysynthetische Zusammensetzung charakteristischen Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen. Er gehört bald dem Oligoklas, bald dem Labrador oder Anorthit an. Äußerst frische Plagioklase zeigen nicht selten Glaseinschlüsse. Bei eintretender Zersetzung verschwindet die Zwillingsstreifung, der Feldspat wird trübe und stellt eine weißliche Masse dar, die sich bei starker Vergrößerung unter dem Polarisationsapparat als ein körneliges, kurzfaseriges, strahliges, eisblumenähnliches Aggregat von wahrscheinlich zeolithischen Substanzen erweist. Meistens wird der verwitternde Plagioklas mit Calcit durchtränkt, zugleich wandern auf Rissen Chloritschüppchen ein, oder es entwickelt sich Epidot, zuweilen bis zur vollständigen Verdrängung des Feldspates.

Der Augit, der zweite Hauptgemengtheil der Diabase, bildet krystallinische, unregelmäßig conturierte Körner, seltener ausgebildete, kurzsäulige Krystallindividuen, und besitzt eine schwarze, bräunliche oder grünliche, im Dünnschliffe eine lichtbräunliche, lichtrötliche oder gelbliche Farbe. Sehr gewöhnlich ist er von sich unregelmäßig verzweigenden Sprüngen durchzogen und mehr oder weniger stark zersetzt. Diese Umwandlung kann bis zur völligen Zerstörung des Augites fortschreiten, an dessen Stelle dann eine lauchgrüne, schuppige oder faserige Substanz, ein wasserhaltiges Magnesia-Eisenoxydulsilicat, ein chloritartiges Mineral (Viridit), oft mit Calcit und secundären Eisenerzpartikeln vermischt, getreten ist. Bisweilen

geht aus dem Augit erst faserige Hornblende (Uralit), aus dieser dann Chlorit hervor.

Ein sehr verbreiteter, wenn auch mikroskopischer Gemengteil der Diabase ist der Apatit, welcher in langen farblosen, hexagonalen Krystallnadeln die übrigen Bestandteile durchspickt, ferner Titaneisen (häufig mit weißlicher Leukoxen-Rinde), Magneteisen, Eisenkies.

Als charakteristische Übergemengteile mancher Diabase sind braune Hornblende, Biotit, Olivin und Quarz anzuführen. Als Producte der Zersetzung sind Kalkspat, Serpentin, Chrysotil, Epidot und Quarz allgemein in den Diabasen verbreitet und durchsetzen dieselben häufig in Trümmern und Schnüren, seltener hingegen sind Granat und Webskyit (Hessen).

Die Mikrostruktur der hierher gehörigen Gesteine ist eine durchaus körnige und zwar eine für die Diabase geradezu charakteristische. Sie äußert sich auf die Weise, dass entweder die Zwischenräume zwischen den unregelmäßig durch einander liegenden Plagioklasleisten von Augit-substanz erfüllt sind (ophitische Structur), oder dass bei feldspatreichen Diabasen die Augite als z. T. wohl begrenzte Krystalle in einem verhältnismäßig grobkrySTALLINEN Plagioklasgrund eingebettet erscheinen. Durch nachträgliche chemische oder dynamometamorphe Einflüsse ist diese diabasisch-körnige Structur oft mehr oder minder verwischt.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der normalen körnigen Diabase ergibt sich: Kieselsäure 50,0, — Thonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 12,5, — Kalk 9,0, — Magnesia 5,0, — Kali 1,0, — Natron 3,0, — Wasser 2,0. — Das specifische Gewicht beträgt etwa 2,9.

Nach der Verschiedenartigkeit ihrer Makrostruktur unterscheidet man folgende Diabas-Varietäten:

Körnigen Diabas, ein granitisches Gemenge von deutlich erkennbaren Individuen (im Fichtelgebirge, Vogtland, bei Clausthal im Harze, bei Dillenburg in Nassau u. a. O.).

Dichten Diabas (Diabasaphanit), das Korn der Gemengteile ist zur äußersten Feinheit herabgesunken, so dass das Gestein dicht erscheint, mikroskopisch jedoch immer noch ein feinkörniges Gemenge darstellt. Seine Farbe ist grün und wird durch hohen Chloritgehalt bedingt. Ebenso wie von Chlorit ist der Diabasaphanit stark von Carbonaten imprägniert (Rübeland, Elbingerode im Harz, Lichtenberg im Fichtelgebirge). Besonders chloritreiche Aphanite nehmen nicht selten schieferige Structur an (Diabasschiefer).

Porphyrischen Diabas (Diabasporphyr), in feinkörniger bis aphanitischer, unrein graugrüner Diabasgrundmasse liegen einzelne größere Individuen der den Diabas zusammensetzenden Mineralien, also Augit oder Plagioklas ausgeschieden. Diese Ausbildung leitet hinüber zu den Diabasporphyriten und Melaphyren.

Variolit (Perldiabas) enthält in einer durchaus dichten, meist dunkelgrünen Grundmasse zahlreiche bis erbsengroße, felsitisch dichte, weiße bis graulichweiße oder schwach violett gefärbte Kügelchen (Variolen) ausgeschieden, welche mit der Grundmasse innig verwachsen, indessen härter als diese sind und daher bei der Verwitterung höckerig aus derselben hervorragen. Dass die Variolite Structurformen der Diabase sind, wird bewiesen durch deren innigen geologischen Verband, sowie durch die mikroskopische Untersuchung. Hiernach besteht die Grundmasse der Variolite z. T. aus einem überaus feinkörnig-krystallinen Aggregat von farblosen Plagioklasleistchen, Hornblendenädelchen, Augitkryställchen und Titaneisenlamellen; an anderen Stellen sinken diese Bestandteile zu winzigsten, kaum noch bestimmbaren Mikrolithen herab, zwischen welchen endlich eine, wie es scheint, glasige, mit Körnchen und Nadelchen erfüllte Basis mehr oder weniger zur Geltung kommt. Eine entsprechende Abstufung in der krystallinen Entwicklung zeigen auch die kugeligen Concretionen (Variolen) der verschiedenen Vorkommnisse. Sie stellen mehr oder minder vollkommen radialstrahlige, oft verzerrte Aggregate dar, welche in dieser ihrer Structur den echten Sphärolithen der Quarzporphyre entsprechen, und bisweilen bald in centraler Anhäufung, bald in radialer Gruppierung Plagioklasleistchen, Augit- und Hornblendenädelchen und Ilmenitlamellen enthalten. Die Verbreitung der Variolite ist eine geringe und stets auf die äußeren Teile gewisser Diabaslager beschränkt. Die bekanntesten Variolitvorkommnisse sind die von Berneck (Fichtelgebirge), Planitz bei Zwickau, Reuth und Saalburg, Schönsfeld (Vogtland), und an der Durance.

Kalkaphanit, eine aphanitische, chloritreiche Diabasmasse mit concretionären Kalkspatkügelchen, welche oft so dicht neben einander auftreten, dass das diabasische Cement fast verschwindet und Kugel an Kugel gedrängt liegt. Dieses Gestein nimmt zuweilen schieferige Structur an und wird dann als Kalkaphanitschiefer bezeichnet.

Diabasmandelstein, eine aphanitische Diabasgrundmasse, welche Mandeln von Kalkspat, also durch Infiltration ausgefüllte Blasenräume enthält.

Die sämtlichen, oben charakterisierten Varietäten sind durch Übergänge eng verknüpft. Durch Veränderung der Korngröße, durch das Auftreten porphyrischer Ausscheidungen oder mandelartiger Secretionen, durch Annahme schieferiger Structur wechselt der Gesteinscharakter des diabasischen Mineralgemenges in kurzen Zwischenräumen vollkommen (so z. B. im Vogtlande und in Nassau). Die Diabase treten gangförmig (Lausitz, Fichtelgebirge), z. T. als intrusive Lagergänge auf, welche zuweilen das Nebengestein contactmetamorphisch beeinflussten, oder sie bilden gleichalterige Lager zwischen paläozoischen Thonschiefern, Grauwacken, Kalksteinen und Kieselschiefern. In letzterem Falle haben sie sich deckenartig auf dem

einstigen Meereshoden ausgebreitet und sind darauf selbst von sedimentärem Materiale bedeckt worden, mit welchem eine innige Verknüpfung durch mit den Diabaseruptionen verbundene Tuffbildungen und Bombenagglomerate hergestellt wurde. Die Oberfläche mancher Diabaslager besitzt, falls wohl-erhalten, ganz das Aussehen recenter Gekröse- und wulstiger Fladenlaven. In Deutschland sind die Diabase vorzugsweise in den Lahnggenden Nassaus, in Westfalen, im Harze, in der Lausitz, im Vogtlande und im Fichtelgebirge entwickelt. Auswärts erreichen sie im Silurbecken von Kristiania sowie in Britannien große Ausdehnung, beschränken sich aber nicht auf paläozoische Formationen, sondern setzen sogar noch im Flysch z. B. der Allgäuer Alpen, Norditaliens und Bosniens auf.

Bei der Zusammensetzung einiger Diabase beteiligt sich Quarz zuweilen in solcher Reichlichkeit, dass man dieselben als Quarzdiabase bezeichnet hat, die jedoch keine große Verbreitung gewinnen. Der Quarz derselben ist meist reich an Flüssigkeitseinschlüssen.

Dahingegen besitzt der Olivin eine classificatorische Bedeutung. Danach zerfallen die Diabase in eigentliche Diabase und Olivindiabase, die jedoch nicht scharf geschieden sind. Die Olivindiabase erlangen nicht so große Verbreitung wie die eigentlichen; zu ersteren gehören z. B. diejenigen der Dill- und Lahnggend, einzelne schottische und südgrönländische, sowie zahlreiche schwedische Diabase. Auch gewisse Rhombenporphyre sind porphyrische Modificationen der Olivindiabase. Die eigentlichen Diabase sind in Sachsen, Thüringen, Fichtelgebirge, Harz weit verbreitet.

Als besondere Diabasvarietäten sind noch anzuführen:

1. Proterobas (Hornblendediabas) mit primärer brauner Hornblende, rötlich braunem Augit, Plagioklas, Chlorit, Titaneisen, meist auch Magnesiaglimmer, zuweilen Titanit. Hierher gehören z. B. viele Diabasgänge des Lausitzer Granitplateaus. Ihm schließt sich der die ältere Kreide Österr. Schlesiens an zahlreichen Punkten durchsetzende Teschenit an, welcher Analcim und Natrolith als secundäre Gemengteile führt (Rohrbach).

2. Leukophyr, hellfarbig mit saussuritartigem Plagioklas, wenig blassgrünem Augit, Chlorit in Menge und Titaneisen.

3. Salitdiabas mit gewöhnlichem Augit und farblosem Salit.

4. Uralitdiabas (nebst Epidiorit), mit in Uralit (grüne, faserige Hornblende) umgewandeltem Augit.

Die Ophite der Pyrenäen sind mesozoische oder noch jüngere Eruptivgesteine vom Habitus olivinfreier Diabase und bestehen aus Augit, Diallag, Diallaguralit, Plagioklas, Viridit, Epidot und Titaneisen; accessorisch sind: Pyrit, Hämatit, Apatit, Hornblende, Quarz, Biotit, Calcit.

Den Olivindiabasen schließen sich die Paläopikrite Gumbel's an. Dieselben haben in frischem Zustande vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit und Titaneisen bestanden, zu denen sich in meist sehr geringer

Menge brauner Biotit, Hornblende und Apatit gesellt. Olivin und Augit sind jetzt überall zum größten Teile in serpentinöse und chloritische Substanzen umgewandelt (Fichtelgebirge, Vogtland, rechtsrhein. Übergangsgebirge).

44. Melaphyr und Diabasporphyrit (Augitporphyrit und Labradorporphyrit).

Melaphyr und Diabasporphyrit sind altvulkanische und zwar wesentlich der Perm- und Carbonzeit angehörige Gesteine, in denen sich die Mineralcombination der Diabase wiederholt. Es sind dichte, porphyrische, sehr häufig mandelsteinartig ausgebildete Gemenge von Plagioklas, Augit und z. T. Olivin nebst titanhaltigem Magneteisenstein und Apatit, zuweilen mit accessorischer, schwarzer Hornblende, rhombischem Pyroxen oder Biotit. Der Melaphyr stellt die porphyrische Form der Olivindiabase vor, während die entsprechende olivinfreie Ausbildung als Diabasporphyrit bezeichnet wird.

Die Grundmasse des Diabasporphyrites zeigt entweder eine durchaus krystalline oder eine äußerst dichte körnelige, z. T. auch rein glasige Ausbildung und enthält größere porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas (Labradorporphyrit) oder von Augit und Plagioklas (Porfido verde antico) oder fast nur solche von Augit (Augitporphyrit). Bekannt sind Diabasporphyrite z. B. in der Ruhrgegend, in Nassau (Dillenburg und Herborn), im Saar-Nahegebiet (sog. Palatinit), in den Vogesen, in Südtirol.

Die Melaphyrmasse ist in frischem Zustande dicht, zäh und hart, sie ist schwarz, grünlich, rötlich, bräunlich oder blauschwarz gefärbt, ihr Bruch ist uneben, schwach muschelig, ihre Härte die des Feldspates oder geringer, ihr spezifisches Gewicht durchschnittlich 2,69; — bei eintretender Verwitterung nimmt sie erdiges Gefüge und ihre Oberfläche eine anfänglich grüne, später ockerbraune Färbung an, riecht thonig und braust mit Säuren, enthält also durch Zersetzung von Silicaten entstandene Carbonate. Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Melaphyre können folgende Zahlen gelten: Kieselsäure 52,8, — Thonerde 19,2, — Eisenoxydul und -oxyd 9,0, — Kalkerde 9,0, — Magnesia 4,0, — Kali 3,0, — Natron 2,0, — Wasser 1,0, — Kohlensäure, Phosphorsäure und Titansäure 1,0.

Bei mikroskopischer Untersuchung ergibt es sich, dass die Grundmasse des Melaphyrs nur zum Teil krystallinisch ausgebildet ist, zum Teil aber aus glasiger oder mikro- bis kryptokrystalliner Substanz besteht, welche sich zwischen die einzelnen Kryställchen drängt. Diese Basis verwittert leicht zu einer fast impelluciden, meist schmutzig grünen Substanz, deren Structur nur in wenig Fällen deutlich zu erkennen ist. Die Mikrolithe, welche in der glasigen Grundmasse oft dicht [aneinander gedrängt liegen, sind teils schwarze Körnchen, teils regellos zerstreute oder büschelig geordnete Nadelchen und Härchen. Die Menge der mehr glasigen oder mehr mikrofelsitischen Basis im Vergleiche mit den krystallinisch ausgebildeten

Bestandteilen des Melaphyrs ist außerordentlich verschieden. Zuweilen bildet sie die vorwaltende Masse des Gesteins, oft aber tritt sie nur noch als schmaler Saum der Krystalle auf, ja scheint in manchen Fällen ganz verschwunden zu sein. Mikrofluktuationsstructur zeigt sich nicht nur durch die stromartige Anordnung der Mikrolithe, sondern auch darin, dass die Feldspat- und Augitkryställchen eine gleiche Richtung und Lage angenommen haben.

Aus der beschriebenen Grundmasse treten als porphyrische Ausscheidungen meist freilich erst unter dem Mikroskope hervor: zwillingsstreifige Plagioklase (zuweilen mit Grundmasse-Einschlüssen erfüllt), daneben, aber selten, nach dem Karlsbader Gesetze verwachsene Orthoklase (Manebach, Kirn), schwarze, undurchsichtige Körner von Magnet Eisen, Olivin in frischem und serpentinartig zersetztem Zustande als einer der charakteristischen Gemengteile der Melaphyre, Augit, oft an Menge stark zurücktretend, zuweilen auch Enstatit (Ilfeld), Apatit in farblosen, hexagonalen Nadeln.

Eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit der Melaphyre ist ihre große Neigung zur Mandelsteinstructur. Die Grundmasse der Melaphyrmandelsteine befindet sich gewöhnlich in einem mehr oder weniger zersetzten Zustande, ist meist grünlich schwarz, rötlich braun oder bläulich schwarz gefärbt und umschließt mehr oder weniger zahlreiche Mandeln. Dieselben besitzen eine mandel- oder birnförmige, kugelige oder auch langgezogen wurmförmige, z. T. sich verästelnde Gestalt (z. B. am Lake Superior, in den südafrikanischen Maluti-Bergen) und schwanken in ihren Dimensionen zwischen Hirsekorn- und Kopfgröße. Die ursprünglichen Höhlungen verdanken Gas- und Dampfblasen, welche sich in der zähflüssigen Gesteinsmasse bildeten, ihre Entstehung und wurden später durch Absätze aus infiltrierten Mineralsolutionen ganz oder teilweise ausgefüllt. Die erste Auskleidung der Hohlräume bildet fast immer Delessit, der kleine Mandeln vollständig ausfüllen kann, während dies bei größeren durch Kalkspat, Braunspat, Achat, Jaspis, Chalcedon, Amethyst und Bergkrystall, sowie gediegen Kupfer und Silber (am Lake Superior) geschieht und endlich nicht vollkommen ausgefüllte, sondern nach innen offene Höhlungen von Kalkspat-, Quarz-, Datolith-, Prehnit- und Epidotkrystallen ausgekleidet werden.

Die Lagerungsformen der Melaphyre sind Gänge und Kuppen, namentlich aber plattenförmige Lager von oft colossalen Dimensionen, zwischen den Schichten der Steinkohlenformation, vorzugsweise aber des Rotliegenden, in deren Ablagerungszeit die Eruptionen des Melaphyrs fallen. In Deutschland besitzen die Melaphyre in Schlesien bei Löwenberg und Landsbut, in Thüringen bei Ilmenau, am südlichen Harze bei Ilfeld, im Erzgebirgischen Becken und in der Saar- und Nahegegend, ferner in Südtirol eine große Verbreitung.

Den Felsitpechsteinen entsprechende, vorwiegend glasige Ausbildungsformen der älteren Plagioklas-Augitgesteine sind bekannt von St. Wendel, Dalekarlien, Södermanland, bei Stockholm und in Finnland (sog. Wichtisit, Sordawalit).

7. Familie der Basalte.

Durch F. Zirkel's Untersuchungen wurde die alte Auffassung, nach welcher man die Basalte für lediglich Plagioklas-Olivin-Augitgesteine hielt, beseitigt und der Kreis dieser Familie um zwei andere Hauptglieder, die Nephelin- und Leucitbasalte vermehrt, bei welchen der Plagioklas durch Nephelin oder Leucit ersetzt ist. Fehlt in diesen beiden Basalten der Olivin als Gemengteil, so bezeichnet man diese olivinfreien Varietäten als Nephelinit und als Leucitit. Später erkannte A. Stelzner in den Melilithbasalten noch eine vierte Gruppe der Basalte. Die Plagioklasbasalte einerseits und die Nephelin- und Leucitbasalte andererseits stehen sich jedoch nicht unvermittelt gegenüber. Ihre Verbindungsglieder, also die Plagioklas und Nephelin bez. Leucit zugleich führenden Basalte, werden als Basanite (falls olivinführend) und als Tephrite (falls olivinfrei) zusammengefasst.

Danach gliedert sich die Familie der Basalte in folgende Arten:

Plagioklasbasalt = Plagioklas + Augit + Olivin;

Nephelinbasalt = Nephelin + Augit + Olivin;

Nephelinit = Nephelin + Augit;

Leucitbasalt = Leucit + Augit + Olivin;

Leucitit = Leucit + Augit;

Basanit = Plagioklas + Nephelin oder Leucit + Augit + Olivin;

Tephrit = Plagioklas + Nephelin oder Leucit + Augit;

Melilithbasalt = Melilith + Augit + Olivin.

Innerhalb dieser Abteilungen können sich structurelle Modificationen, nämlich mittel- bis grobkörnige (doleritische), feinkörnige (anamesitische) und dichte (basaltische) Varietäten wiederholen.

45. Plagioklasbasalt (nebst Plagioklasdolerit und Anamesit).

Der Plagioklasbasalt ist ein schwarzes, scheinbar dichtes Gestein mit mattem, splitterigem, im großen flach muscheligem Bruche. Anscheinend vollkommen homogen, erweist es sich, ganz abgesehen von mit unbewaffnetem Auge sichtbaren porphyrischen Ausscheidungen, bei starker mikroskopischer Vergrößerung der Dünnschliffe aus zweifachem Materiale zusammengesetzt, einerseits aus mikroskopischen Mineralindividuen von Plagioklas, Augit, Olivin und titanhaltigem oder reinem Magneteisen, andererseits aus einer glasigen, zuweilen gekörnelten oder mit Mikrolithen erfüllten Basis, welche die Zwischenräume zwischen den individualisierten Gemengteilen ausfüllt. Die Menge dieser amorphen Zwischenmasse schwankt in ihrem

Verhältnisse zu den krystallinen Ausscheidungen sehr bedeutend. Zuweilen tritt sie vollkommen zurück, so dass Dünnschliffe des Basaltgesteines als rein krystallinische Mineralaggregate erscheinen, — oder sie stellt sich in geringer Menge ein, bleibt noch untergeordnet und ist zwischen die Mineralausscheidungen zwischengedrängt, endlich kann sie zum vorwaltenden Bestandteile der Basalte werden; dann liegen die Krystallausscheidungen isoliert in derselben eingebettet und zeigen dann nicht selten Fluidalstructur.

Das mikrokrySTALLINISCHE Gesteinsmaterial der Feldspathasalte besteht aus vorwaltenden Plagioklaskrystallen, — Augiten, von welchen die größeren gewöhnlich durch Glaseinschlüsse und Magneteisenkörner verunreinigt sind, — Olivin von grünlichgrauer Färbung, in sehr dünnen Schliffen ganz farblos, — Magnet- und Titaneisen in schwarzen Körnern, — zuweilen auch Nephelin in farblosen, ungestreiften Rechtecken, — Apatit in langen, farblosen Nadeln, sehr selten Leucit und Biotit.

Aus der beschriebenen, gleichartig dicht erscheinenden basaltischen Gesteinsmasse treten bisweilen porphyrisch eingesprengte größere Körner und Krystalle von Plagioklas, Augit, Olivin und Magneteisenerz hervor. Der Plagioklas ist meist ein sehr basischer Feldspat und zuweilen schalig aufgebaut. Noch deutlicher tritt die Zonarstructur am Augit hervor, welcher im übrigen demjenigen der Diabase gleicht. Ihm gesellt sich dann und wann Bronzit zu. Ein charakteristischer und oft sehr reichlicher Gemengteil der Plagioklasbasalte ist der nur selten gänzlich fehlende Olivin. Er bildet glasglänzende, ölgrüne, meist tropfenähnliche Körner und Krystalle und bis über kopfgroße rundliche, körnige Aggregate, welche oft auch noch Augit, Enstatit, Bronzit, Diopsid, Hornblende und Picotit enthalten. Hornblende zum Teil in zollgroßen Krystallen und kenntlich an ihren stark glänzenden Spaltungsflächen ist als zufälliger Gemengteil nicht selten. Hornblendereiche Basalte finden sich in der Rhön, im Westerwalde, Taunus, in der Eifel, in der Südlasitz und in Böhmen und werden als Hornblende-Plagioklasbasalte bezeichnet. Andere (so auf den Faröer) führen einen diallagartigen Augit, entsprechen also dem Gabbro. Die in manchen kalifornischen Basalten verbreiteten Quarzkörnchen sind wahrscheinlich als fremde Einschlüsse aufzufassen.

In einem Basalte bei Ovifak an der Südküste der grönländischen Insel Disco kommt metallisches Eisen verwachsen mit Kohlenstoffeisen teils in Form kleiner Körner oder Kugeln, teils in größeren linsen- oder plattenförmigen bis fast 150 Pfund schweren Klumpen vor. Eisenblöcke, welche in der Nähe dieses Basaltes frei umher lagen und von Nordenskjöld 1870 entdeckt wurden, wogen bis 50 000 Pfund. Eisen und zugleich Graphit führende Basalte scheinen in Grönland eine allgemeinere Verbreitung zu besitzen.

Innerhalb des Feldspatbasaltes finden sich nicht selten blasenförmige Hohlräume, welche zum Teil von den verschiedenartigsten secundären Mineralien ausgefüllt oder ausgekleidet sind, so vorzugsweise von Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Kalkspat, Aragonit, endlich Quarz, Chalcedon, Hyalit (= Basaltmandelsteine).

Als chemische Zusammensetzung eines typischen Plagioklasbasaltes von Linz am Rhein ergibt sich: Kieselsäure 45,4, — Thonerde 16,2, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 13,3, — Kalkerde 10,3, — Magnesia 6,3, — Kali 1,2, — Natron 3,6, — Wasser 2,4. — Specifisches Gewicht = 2,8—2,9.

Die meisten Plagioklasbasalte brausen, wenn man sie mit Säure betupft, enthalten also Carbonate, welche aus der Zersetzung der Silicate durch die Atmosphärrilien hervorgegangen sind. (Vgl. chemische Thätigkeit des Wassers § 3 sub 4.)

Die mittel- bis grobkörnige Ausbildungsform des Plagioklasbasaltes, der Plagioklasdolerit, ist vertreten z. B. am Meißner (Hessen), an der Löwenburg (Siebengebirge), auf Island, Schottland und den Faröer, — seine feinkörnige Modification, der Anamesit, bei Steinheim (unweit Hanau), auf der Wilhelmshöhe (bei Kassel), in Schottland, Irland und Island. Beide zeigen unverkennbare Anklänge an die Diabasstructur.

Dass die Dolerite die Tiefenfacies des dichten Plagioklasbasaltes vorstellen, geht z. B. aus dem laccolithenartigen Auftreten eines Plagioklasdolerites mit gabbroähnlicher Structur in den Baculitenmergeln bei Rongstock in Nordböhmen hervor, welche er, genau wie es sonst die Granite und Syenite thun, contactmetamorphisch verändert hat (E. Hibschi).

In engster Verbindung mit den beschriebenen Plagioklasbasalten stehen zahlreiche recente basaltische Laven. In petrographischer Beziehung stimmen beide vollkommen überein. Die Basaltlaven besitzen an der Oberfläche der Ströme fast durchgängig eine schlackige, poröse Ausbildungsweise, während die inneren Teile der Ströme eine völlig compacte, steinartige Beschaffenheit zeigen.

Der Plagioklasbasalt tritt in Gängen, Kuppen, Strömen und Decken auf. Letztere sind zuweilen in vielfacher Wiederholung über einander gelagert und bilden dann förmliche horizontale Deckensysteme. An sehr vielen Punkten seines Vorkommens besitzt der Basalt eine ausgezeichnet regelmäßige, säulenförmige oder kugelige Absonderung.

Die Eruptionen der Plagioklasbasalte fallen ihrer Mehrzahl nach in die Tertiärzeit, dauern aber auch in der Jetztzeit noch fort. Sie haben die weiteste Verbreitung von allen basaltischen Gesteinen. Zu ihnen gehören die meisten Basaltdurchbrüche der Rheinlande (z. B. Weilburg, Ölberg im Siebengebirge, Kasseler Ley, Unkel, Leiberg, Minderberg, — Landskron, Nürburg in der Eifel), sowie Hessens (Stillberg, Bausberg im Habichtswalde), ferner viele böhmische (z. B. Böhmisch Leipa, Walsch) und solche Schonens,

endlich alle Basalte Schottlands, der Hebriden, der Faröer und Islands, sowie des westlichen Nordamerikas. Von hierher gehörigen Laven sind die des Ätna und die Basaltlaven der Auvergne zu erwähnen.

46. Nephelinbasalt und Nephelinit (nebst Nephelindolerit).

Der Nephelinbasalt stellt eine schwarze, dichte, zähe Gesteinsmasse dar, welche sich in ihrem Äußeren durch nichts vom Plagioklasbasalt unterscheidet; an ihrer Zusammensetzung nehmen teil: Augit und Nephelin, nebst Olivin, Magnetit, Titaneisen, nicht selten Perowskit, Hauyn, Hornblende, Biotit, Apatit. Der Structur nach unterscheiden sich die Nephelinbasalte von den Feldspatbasalten durch geringfügigere Beteiligung von Glasgrundmasse an ihrer Zusammensetzung und durch ihre meist noch geringere Korngröße. Der Nephelin bildet entweder scharf conturierte, bei eintretender Verwitterung faserig erscheinende Kryställchen mit oblongen und hexagonalen Durchschnitten oder eine Art Nephelinfüllmasse zwischen dem Augit und den übrigen Bestandteilen, und nimmt dann an Menge zuweilen so ab, dass es oft nur auf mikrochemischem Wege möglich ist, die Anwesenheit des Nephelines darzuthun (Kieselgallertbildung mit Ausscheidung von Kochsalzwürfelchen beim Behandeln der Schliffe mit Salzsäure). In einigen früher als Hauynbasalte bezeichneten Nephelinbasalten tritt sehr reichlich Hauyn, den Nephelin fast verdrängend, ein (Neudorf im Erzgebirge, Eifel). Unter den porphyrisch entwickelten, sonst nur größere Hornblende-, Augit- oder Olivineinsprenglinge enthaltenden Varietäten ist jene z. B. im Erzgebirge verbreitete Abart auffällig, die neben erbsengroßen Olivinen bis zu mehreren Centimetern große Biotittafeln ausgeschieden zeigt.

Als Nephelinit bezeichnet man die olivinfreien Abänderungen des Nephelinbasaltes.

Die grobkörnige Ausbildung des Nephelinbasaltes, der Nephelindolerit, besteht aus Nephelin in schon mit bloßem Auge wohl unterscheidbaren lichtgrauen, hexagonalen Säulen nebst Augit und Magnetit, sowie z. T. mit Olivin. Zufällige Gemengteile sind Titanit, Hauyn, Biotit, Melanit, Sodalit, Pseudobrookit, Apatit (in mehrere Centimeter langen Nadeln bei Oberwiesenthal). Der Nephelindolerit besitzt eine geringere oberflächliche Verbreitung, als man früher glaubte, tritt vielmehr nur in Form größerer und kleinerer Einschlüsse, welche Schollen und Schlieren des in größerer Tiefe auskrystallisierten Magmas, also die Tiefenfacies des Nephelinbasaltes darstellen, inmitten des letzteren auf. Die bekanntesten Fundorte für Nephelindolerit sind der Katzenbuckel (Odenwald), Meiches (mit Leucit, aber ohne Olivin), die Stopfelskuppe (Thüringen), Podhorn und Schreckenstein (Nordböhmen), Oberwiesenthal (Erzgebirge), der Löhauer Berg (Lausitz).

Die eigentlichen Nephelinbasalte und die Nephelinite besitzen in dem Basaltgebiete der Lausitz, im Erzgebirge, in Böhmen, in der Rhön, im

Thüringer Walde und Odenwalde große Verbreitung. Local nehmen dieselben blasige und mandelsteinartige Structur an. Ihre Eruption fällt in die Tertiär- und Posttertiär-Periode; sie bilden Lavaströme, Gänge, Decken und Kuppen.

47. Leucitbasalt und Leucitit.

Der Leucitbasalt ist ein vorwiegend aus Leucit und Augit nebst Olivin bestehendes junges Eruptivgestein. Das Mengenverhältnis der beiden Hauptbestandteile zu einander ist ein sehr schwankendes, was sich bereits in der Gesteinsfarbe zu erkennen giebt, indem die dunkelgrauen Varietäten zugleich die leucitreichsten sind, in den schwarzen hingegen der Augit vorherrscht. Außer dem nie fehlenden Magnet- und Titaneisen führt der Leucitbasalt ebenso wie der Nephelinbasalt bald spärlich, bald sehr reichlich: Melilith, Hauyn, Glimmer, Perowskit, Melanit, Sanidin, Plagioklas und Nephelin.

Die Korngröße des Gesteins schwankt zwischen feinstkörnig und dicht. Es wird porphyrisch durch größere Einsprenglinge von Augit, Leucit, Olivin oder Hauyn. Die Leucite können bis Haselnussgröße erreichen. Solche leucitreiche Gesteine sind besonders an die Vulkane Italiens (Albaner Gebirge, Vesuv) gebunden und wurden früher als Leucitophyre bezeichnet, — ein Name, den man jetzt nur auf Leucit-Nephelin-Sanidin-Gesteine anwendet.

Die schwarze, dichte Varietät der Leucitbasalte ist in ihrem Äußeren von dem Plagioklas- und Nephelinbasalt nicht zu unterscheiden. Erst aus der mikroskopischen Untersuchung geht ihre Verschiedenartigkeit hervor. Unter dem Mikroskope erweisen sich diese Gesteine fast durchweg als gleichmäßig feinkörnig ausgebildet, die amorphe Basis, welche bei den Plagioklasbasalten eine so wichtige Rolle spielt, tritt meist sehr zurück, fehlt oft ganz. Die mikrokrySTALLINISCHEN Gemengteile derartiger Leucitbasalte sind Leucit, Augit, Olivin und Magnetit, wozu sich eine gegen den vorwaltenden Leucit stets zurücktretende Menge von Nephelin gesellt.

Die olivinfreien Leucitbasalte werden als Leucitite bezeichnet.

In mikroskopisch untersuchten Dünnschliffen tritt der Leucit durch die charakteristische achtseitige Begrenzung seiner Krystalldurchschnitte und die einfache Strahlenbrechung seiner farblosen Substanz hervor, zeichnet sich aber außerdem noch durch die Eigentümlichkeit aus, fremdartige Augit-)Nädelchen und (Schlacken-) Körnchen in großer Menge zu umhüllen und sie zu zwingen, sich innerhalb seiner Masse zu einem centralen Häufchen oder in Zonen zu gruppieren, deren Durchschnitt ebenfalls achtseitig oder rundlich ist (vgl. Fig. 4 c, sowie 5 u. 6, S. 30).

Über die Lagerungsverhältnisse des Leucitbasaltes gilt dasselbe, was in dieser Beziehung über die Feldspatbasalte gesagt worden ist.

Die Verbreitung der Leucitbasalte ist, soweit bis jetzt ermittelt, eine beschränktere als diejenige der Plagioklas- und Nephelinbasalte. Dieselben sind nachgewiesen in der Eifel, am Laacher See, an der Geisinger Kuppe, am Pöhlberg, Hassberg, Spitzberg, Schmiedeberg (Erzgebirge), in der Lausitz, im böhmischen Mittelgebirge, bei Rottweil (Kaiserstuhl) u. a. O.

Zu den Leucitbasalten gehören die basaltischen Laven des Albaner Gebirges, der Umgegend des Laacher Sees und zum Teil auch diejenigen der benachbarten vulkanischen Eifel. Ihre Hauptgemengteile sind unzweifelhaft Augit und Leucit, einige derselben zeichnen sich durch einen größeren Gehalt an Melilith, andere durch Beimengungen von Hauyn (früher Hauynophyre genannt) aus. Ersterer bildet nicht nur einen Bestandteil der Grundmasse selbst, sondern ist auch in den Poren und an den Wänden der Blasenräume auskrystallisiert (Herchenberg, Hannebacher Ley am Laacher See, Capo di Bove bei Rom).

Leucitfels, ein gelblichgraues Gestein von felsitischem Ansehen und fein poröser Structur, welches aus mikroskopischen Leucitkrystallen mit Einschlüssen von Augit, sowie aus mikroskopischen bräunlichgelben Glimmertafeln besteht. Wyoming in Nordamerika (Zirkel).

48. Melilithbasalt.

Im Melilithbasalt, welcher sich von den Nephelin- und Leucitbasalten makroskopisch nicht unterscheidet, spielt der Melilith dieselbe Rolle, wie der Nephelin und der Leucit in jenen beiden Basalten. Der petrographische Charakter der Melilithbasalte ist folgender: Melilith, Augit und Olivin sind die vorwiegenden Gemengteile. Von diesen zeigen Olivin und ein Teil des Augites makroporphyrische, ein Teil des Melilithes mikroporphyrische Entwicklung, während die Hauptmenge des Augites und Melilithes die mikrokrySTALLINE Grundmasse bildet. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligen sich außerdem noch in untergeordneter, aber z. T. recht charakteristischer Weise: Nephelin, Glimmer, Magnetit, Perowskit, Chromit (?), spärlich Apatit und zuweilen Hauyn. In chemischer Hinsicht zeichnen sich die Melilithbasalte durch eine ungewöhnlich hohe Basicität, sowie dadurch aus, dass sie bis zu 95% durch Salzsäure zersetzbare Bestandteile enthalten. Der Melilith bildet tetragonale, leistenförmige, bis zu 1,2 mm lange Täfelchen, deren Basisflächen stets, deren Prismenflächen fast nie zu normaler krystallographischer Entwicklung gelangt sind. In frischem Zustande ist der Melilith wasserhell oder schwach gelb gefärbt und durch eine höchst charakteristische feine Streifung und Faserung ausgezeichnet. Die Melilithbasalte erreichen ihre größte Entwicklung in der schwäbischen Alb, und sind außerdem nachgewiesen im Hegau, im Vogtlande, bei Görlitz, Forsthaus Zeughaus (Sächs. Schweiz), Devin bei Wartenberg (NO-Böhmen), in Westnorrland, Südgrönland (von Törnebohm), am Donjo Ngai (Ostafrika, Mügge).

49. **Basanite und Tephrite.**

Diese Basalte bilden eine Reihe, welche durch die Combination Augit + Nephelin + Leucit + Plagioklas ausgezeichnet ist, also die Verbindung zwischen den Plagioklas-, den Nephelin- und den Leucitbasalten vermittelt. Zu den Hauptbestandteilen derselben, Nephelin, Leucit, Plagioklas nebst Augit, kommen noch folgende: Hornblende, Glimmer, Sanidin, Hauyn, Apatit, Titanit, Magnetit, Titaneisen und Olivin (= Basanite). Fehlt dieser letztere, so nennt man die Gesteine Tephrite. Beide sind schwarz bis schwärzlichgrau gefärbt, von einer gleichförmig feinkörnigen bis dichten oder durch Auftreten größerer Krystalleinsprenglinge porphyrartigen Structur. Als solche fungieren hauptsächlich Augit und Plagioklas, bisweilen auch Biotit. In manchen Tephriten vermag man auch mikroskopisch kleine Hauynkörnchen zu erkennen.

Die Tephrite zerfallen in zwei Hauptabteilungen: Nephelintephrite (Nephelin + Plagioklas + Augit) und Leucittephrite (Leucit + Plagioklas + Augit), welche beide durch gleichzeitig Nephelin und Leucit führende Glieder verbunden sind. Die weiteste Verbreitung besitzen die Nephelintephrite (Canarische Inseln, Nordböhmen, Rhön, Schweden), spärlich dagegen sind die Leucittephrite; als typische Vertreter derselben können die italienischen Leucit-Plagioklasgesteine (Rocca monfina, manche Vesuvlaven) gelten. Zu den olivinführenden Varietäten dieser Gruppe, den Basaniten, gehören u. a. die Vesuvlaven, die neben Leucit, Augit, Olivin und Magneteisen Sanidin, Plagioklas und Nephelin als krystallinische, freilich zum Teil mikroskopische Gemengteile, und neben ihnen mehr oder weniger bedeutende Mengen von Glasbasis führen. In den Poren der Vesuvlaven finden sich, vermutlich durch sublimierende Gase gebildet, Hornblende, Melanit und Sodalith auskrystallisiert. Über den allgemeinen petrographischen Habitus dieser Laven siehe Petrogen. Geol. § 5.

Der Buchonit ist ein Nephelintephrit mit porphyrischer Hornblende und Glimmer.

Magmabasalt oder Limburgit; in einer mehr oder weniger reichlichen, bald rotbraunen, bald grauen bis farblosen, pechsteinartigen Grundmasse, welche sich unter dem Mikroskope als ein ausgezeichnetes Glas erweist, liegen porphyrartig schwarze Augite und glänzende Olivinkrystalle (Hyalosiderite), jedoch kann die Glasgrundmasse durch Augitmikrolithen und Magnetitkörnchen vollständig verdrängt werden. Feldspat, Nephelin, Leucit und Melilith fehlen als Gemengteile; Limburg am Kaiserstuhl, linkes Elbufer im böhmischen Mittelgebirge, Schonen, Palma und Foya (mit Hauyn und Perowskit), z. T. auch reich an Hornblendenden.

Basaltische Gläser. Gleich den sauren jüngeren Eruptivgesteinen (Lipariten, Trachyten etc.) sind auch die basischen Basalte glasiger Ausbildung fähig. Die Basaltgläser (Basaltobsidiane) sind teils wasserreich

(Hydrotachylit), teils wasserarm (Tachylit, Sideromelan und Hyalomelan), entsprechen somit vollständig den Pechsteinen und Obsidianen der sauren Gläser und besitzen auch ihre bimssteinähnlichen Modificationen. Recht typisch sind derartige Gesteine auf Hawai und einigen anderen Inseln des großen Oceans vertreten. Die Gläser sind bald vollkommen compact, bald blasig, bald durch Olivin-, Augit- und Plagioklas-Einsprenglinge porphyrisch. Die Bimssteine sind zum Teil schaumig, zum Teil haarförmig (Pélé's Haar) mit langgezogen cylindrischen Gasporen.

8. Familie der Olivingesteine.

50. Peridotite.

Feldspatfreie Olivingesteine von zweifellos eruptivem Ursprunge sind selten selbständig entwickelt, vielmehr einerseits mit Olivingabbro und Norit (als Wherlit), anderseits mit Olivindiabas (als Paläopikrit) und mit Basalt (als Pikrit) eng verknüpft. Ihr Reichtum an Olivin und der Umstand, dass sich auch die zwei häufigsten Begleiter des Olivines in diesen Gesteinen, der Amphibol und Pyroxen, ebenso wie der Olivin in Serpentin umzuwandeln vermögen, hat zur Folge, dass die Olivingesteine oft in ihrer ganzen Erstreckung, bis auf spärliche Überreste der Muttermineralien, in Serpentinmassen übergegangen sind. Da aber Serpentine von ganz übereinstimmender Zusammensetzung eine noch größere Verbreitung innerhalb der krystallinen Schiefer besitzen, so ist es ohne Kenntnis des geologischen Auftretens nicht möglich, die eruptiven von den nicht eruptiven Serpentinmassen zu trennen. Man unterscheidet, je nachdem sich Olivin verbindet mit Augit und Hornblende: Pikrit und Paläopikrit (siehe S. 86) — mit Diallag: Wherlit, — mit Hornblende: Amphibolpikrit, — mit Biotit: Glimmerpikrit, — mit Diopsid und Bronzit: Lherzolith, — mit Chromit: Dunit, — mit Enstatit: Enstatit-Olivinfels.

Paläopikrite und Pikrite haben eine größere Verbreitung am Fuße der schlesischen Karpathen, im Fichtelgebirge, im Vogtlande und im rheinischen Schiefergebirge, wo sie mit Diabasen vergesellschaftet auftreten, während im Harze diese und ähnliche Gesteine (z. B. Enstatit-Olivinfels oder Schillerfels und Glimmerpikrite) mit Gabbro verknüpft sind, und die äußersten basischen Endglieder der Gabbrogruppe darstellen.

2. Abteilung. Geschichtete gemengte Gesteine (Krystalline Schiefergesteine).

51. Gneifs.

Der Gneiß (Glimmergneiß) ist ein flaseriges bis schieferiges Aggregat von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer. Es sind dies die Gemeng-

teile des Granites, so dass sich beide Gesteine petrographisch nur durch ihre Structur unterscheiden. Die Quarze der Gneiße sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen, darunter häufig solche von flüssiger Kohlensäure, führen auch öfters Rutil- und Sillimanitnadeln. Mikroklin und sehr basische Feldspate sind in den Gneißen selten. Die Feldspatkörner enthalten zuweilen centrale mikrolithische Anhäufungen, so von Biotitschüppchen, Rutilnadelchen und Erzkörnchen. Die Glimmer sind teils dunkle Biotite, teils helle Muscovite.

Die Structur des Glimmergneißes ist zwar vorzugsweise eine flaserige, ist jedoch je nach der Menge und der Gruppierung des in ihm enthaltenen, die Schieferigkeit und die gesamte Parallelstructur bedingenden Glimmers vielfachen Modificationen unterworfen. Nach diesen unterscheidet man:

Gemeinen, flaserigen oder normalen Gneiß, das körnige Gemenge von Feldspat und Quarz bildet lauter einzelne, unregelmäßig linsenförmige Partien, an welche sich dünne Lamellen von Glimmer anschmiegen, so dass sie auf dem Querbruche als wellig gebogene Linien erscheinen, deren Undulationen stellenweise zu gegenseitiger Berührung gelangen, während man auf den Spaltungsflächen nur die Glimmerlagen gewahrt.

Schieferigen Gneiß, der Glimmer bildet zusammenhängende, dünne, parallele, ebenflächige Membranen, welche die einzelnen Lagen von körniger Feldspat-Quarzmasse trennen.

Granitgneiß, mit nur undeutlich flaseriger, oft so vollkommen körniger Structur, dass er sich im Handstücke von einem massigen, echten Eruptivgranit kaum unterscheiden lässt.

Lagengneiß, aus abwechselnden glimmerreichen und glimmerarmen Lagen bestehend.

Stengelgneiß, die Glimmergemengteile sind in der Schieferungsebene nach einer Richtung in die Länge gezogen (gestreckt) und schmiegen sich an stengel- und wulstförmige Feldspat-Quarzaggregate an.

Augengneiß, aus dem schieferigen oder flaserigen Gemenge treten einzelne große Orthoklase von plump linsenförmiger bis kugelige Gestalt hervor, an welche sich die Glimmerblättchen anschmiegen.

An zufälligen Gemengteilen ist der Gneiß sehr reich, unter ihnen sind hervorzuheben: Graphit, Granat, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Augit, Hornblende, Faserkiesel, Chlorit, Apatit, Eisenglimmer, Magnetkies, Magnet-eisenerz und Schwefelkies. Die beiden letztgenannten Erze treten häufig als Imprägnationen, gewissermaßen als Wolken von Erzpartikelchen auf, welche bestimmten Zonen der Gneißschichtenreihe folgen; man bezeichnet derartige Vorkommen als Fahlbänder. Innerhalb dieser können sich die Erzteilchen zu flach lenticulären, flötzähnlichen oder stockähnlichen Lagerstätten concentrieren.

Einige der oben aufgezählten accessorischen Gemengteile, nämlich Hornblende, Augit, Cordierit, Epidot, Chlorit, Graphit und Eisenglimmer können in der Zusammensetzung gewisser Gneiße zu einer hervorragenden Rolle gelangen, ja den Glimmergemengteil des normalen Gneißes vollkommen verdrängen, wonach man folgende Gneißvarietäten unterscheidet:

Hornblendegneiß, der Glimmer ist durch Hornblende vertreten, unter den Feldspaten waltet der Plagioklas oft stark vor. Kann auf der einen Seite in Syenitgneiß, auf der anderen in Hornblendeschiefer übergehen.

Epidotgneiß, neben Biotit viel Epidot, sowie accessorisch Hornblende, Granat, Titanit, Zirkon, Scapolith. Wermland.

Augitgneiß besteht aus Augit oder Salit, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Granat, wenig Hornblende, Titanit, Scapolith (Niederösterreichischer Wald, Südwestafrika). Tritt an Stelle des Augites Diallag, so entsteht Diallaggneiß.

Cordieritgneiß, zu dem Glimmer (Biotit) tritt blaugrauer Cordierit; bildet Einlagerungen, z. B. in der sächsischen Granulitformation (Göhren, Lunzenau, Rochsburg, Mittweida), ferner bei Bodenmais. Nesterweise drängt der Cordierit die anderen Gemengteile stark zurück; dann entsteht massiger, körniger Cordieritfels (Dichroitfels).

Granatgneiß enthält die gewöhnlichen Gneißbestandteile, dazu noch Granat in erheblicher Menge.

Andalusitgneiß, ein Biotitgneiß mit bis centimeterdicken Andalusitsäulen (Finnland).

Graphitgneiß, Graphit verdrängt den Glimmer ganz oder zum Teil; mit Graphitschiefer in derselben verwandtschaftlichen Beziehung stehend, wie der normale Gneiß zum Glimmerschiefer.

Chloritgneiß, für den Glimmer ist Chlorit eingetreten.

In manchen Gneißdistrikten, und zwar zuerst im Erzgebirge, hat man bei den Glimmergneißen zwei Hauptvarietäten unterschieden, den Biotitgneiß und den Muscovitgneiß (grauen und roten Gneiß), deren ersterer Quarz, Feldspat und dunkelen Magnesia-Glimmer, deren letzterer Quarz, viel Feldspat (z. T. reichlich Albit) und lichten Kali-Glimmer enthält. Diese Varietäten sind durch Mittelglieder (zweiglimmerige Gneiße) eng mit einander verknüpft, so dass man sie nur als Endglieder einer großen Reihe von in ihrer Glimmerführung schwankenden Gneißvarietäten betrachten darf.

Während in den Gneißen gewöhnlich Orthoklas den Plagioklas überwiegt, kann auch das umgekehrte Verhältnis eintreten, ja der Orthoklas nahezu verschwinden. Dann entsteht ein Plagioklasgneiß, welcher durch die Führung von Hornblende Übergänge zum Plagioklas-Amphibolit, von Augit solche zum Augitgneiß bildet. Je nach der herrschenden Plagioklasart spricht man von Mikroklingneiß (Graubünden), Oligoklas-Biotitgneiß, Albit-Muscovitgneiß (Erzgebirge).

Den Plagioklasgneißen schließt sich der Kinzigit an, ein aus Plagioklas, Biotit und Granat bestehender graphithaltiger Gneiß des Schwarzwaldes.

Der Gneiß ist ein geschichtetes Gestein, dessen Schichtung mit der Schieferung parallel läuft; er wechsellagert häufig in regelmäßigster Weise mit Glimmer-, Hornblende-, Chlorit- und Graphitschiefern, mit Eisenerzen, Kalksteinen, Serpentin, Quarziten, Hälleflinta und Granitgneißen und bildet mit ihnen abwechslungsreiche Schichtenreihen. Diese repräsentieren in den meisten Fällen die Ur-Gneißformation. Größere Territorien von Ur-Gneißen finden sich im Erzgebirge, Böhmen, Mähren, in den Sudeten, im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in den Centralalpen, in Schottland und auf den Hebriden, in Skandinavien, Canada, den atlantischen Staaten von Nordamerika, Brasilien.

Mit diesen echten Gneißen dürfen die durch Gebirgsdruck gneißartig deformierten Granite nicht verwechselt werden. Dieselben können zwar eine scharf ausgeprägte Flaser-, ja Schieferstructur und dadurch äußerlich ein gneißähnliches Aussehen erhalten, legitimieren sich aber stets durch ihre Kataklas- oder Mikrobrecienstructur als Quetschungsproducte. Hierher gehören beispielsweise: der Protogingneiß, eine durch Strähnen und Membranen von hellgrünem Sericit geflaserte, dynamometamorphe Abart des Protogins; der Sericitgneiß, eine ebensolche, jedoch an albitähnlichem Plagioklas reiche Modification gewisser Quarzporphyre, Quarzkeratophyre und Granite.

52. Granulit (Weißstein) und Pyroxengranulit.

Der normale Granulit ist ein ebenschieferiges Gemenge von Feldspat und Quarz mit eingestreuten kleinen roten Granaten. Der Feldspat ist der Hauptbestandteil des Granulites und bedingt durch seine lichtrötliche, lichtgelbliche oder weiße Farbe die helle Färbung dieses Gesteines. Er zeigt, wie das Mikroskop lehrt, reeht häufig eine durch perthitartige Interposition von Albitpartien hervorgerufene, faserige Structur auf der Basis und dem Klinopinakoide (Mikroperthit), oder gehört dem Mikroklin, oder dem einfach zwillingsgestreiften Plagioklas, seltener dem typischen Orthoklas an. Diese Feldspatkrystralloide bilden im Verein mit platten Körnchen von Quarz ein feinkörnig-schieferiges Aggregat, welchem sich meist noch Sillimanit zugesellt. In mikroskopischer Entwicklung treten hinzu: Rutil (in mikroskopischen braungelben, stark durchscheinenden Säulchen), mikroskopischer Turmalin und local auch Hercynit in saftgrünen, eckigen Körnchen. Zwischen den feldspatreichen Lagen sind platte Körner oder dünne, oft nur papierdicke Lamellen von Quarz in paralleler Lage eingeschaltet, so dass auf dem Querbruche des Gesteines eine deutliche Schieferstructur hervortritt. Die Granaten sind meist in hirsegroßen Körnchen in

den beiden anderen Bestandteilen des Granulites eingesprengt. In gewissen, vor den normalen vorwaltenden Varietäten des sächsischen Granulitgebirges stellt sich Biotit ein, dessen parallele, lagenförmige Anordnung die Schieferstructur steigert; dann treten die Granaten zurück und es entstehen Zwischenglieder zwischen Lagengneiß und Granulit, die Biotitgranulite, welche im sächsischen Granulitgebiete auf das vielfachste mit dem normalen Granulit in schärfster Bankung und Plattung wechsellagern. Die Glimmergranulite des ostbayerischen Waldgebirges hingegen führen Muscovit und nähern sich dadurch den granatführenden roten Gneissen des Erzgebirges. In gewissen Granuliten stellt sich blauer Cyanit (Cyanitgranulit), oder Sillimanit in radialstrahligen, die Schichtflächen bedeckenden Aggregaten (Sillimanitgranulit), in noch anderen Turmalin (Turmalingranulit) ziemlich reichlich ein. Der Forellengranulit führt Hornblendenädelchen in putzenförmigen Aggregaten, der Prismatingranulit Säulen von Prismatin und Turmalin (Waldheim).

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung ergibt sich: Kieselsäure 74,50, — Thonerde 10,70, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 5,60, — Kalk 2,20, — Kali 4,00, — Natron 2,50; — spezifisches Gewicht = 2,6.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Granulit eine sehr regelmäßige Bankung, Plattung und Schichtung: er wechsellagert an manchen Aufschlusspunkten mit Cordieritgneiß, Biotitgneiß und Flaser gabbro (sächs. Granulitgebiet) oder mit Serpentinbänken (Waldheim, Budweis), an anderen bildet er regelmäßige Schichten zwischen dem Gneiß (Aschaffenburg, Bodenbach, im ostbayerischen Grenzgebirge, Finnland, Lappmarken) und gehört hier der archaischen Formationsreihe an. In Sachsen bildet er

am nordwestlichen Abfalle des Erzgebirges ein 6 Meilen langes und $2\frac{1}{2}$ Meilen breites elliptisches Schichtengewölbe (sächsisches Granulitgebirge), im Schwarzwald ausgedehnte Areale, in Böhmen tritt er bei Budweis und im Egerthale, am Main bei Aschaffenburg ebenso wie in Nieder-Österreich zwischen Gneissen und Graniten auf.

In sich vielfach wiederholender Wechsellagerung mit diesen



Fig. 19. Profil durch einen Schichtencomplex von Granuliten bei Mittweida in Sachsen. Nach Dotke.
a = Pyroxengranulit; b = Biotitgranulit, c = normaler lichter Granulit.

normalen und biotitführenden Granuliten Sachsens stellen sich schwache, z. T. aber bis über 15 m starke, scharf begrenzte Platten, Bänke und Lenticulärmassen von dunkeltem, fast schwarzem Pyroxengranulit (früher als Trapp- und als Diallaggranulit bezeichnet) ein (Fig. 49). Der Pyroxen-

granulit ist ein feinkörniges bis dichtes, dunkelgraues oder grünlich-schwarzes Gestein mit splitterigem Bruche. Mit bloßem Auge erkennt man meist nur Granat, Magnetkies, seltener auch Quarz und Feldspat als Gemengteile; mikroskopische Untersuchung zeigt, dass sich monokliner und rhombischer Pyroxen (Hypersthen), Plagioklas, Quarz, Granat, Magnesiaglimmer und Magnetkies wesentlich an der Zusammensetzung beteiligen, denen sich, die genannten Hauptgemengteile teilweise vertretend, Hornblende und Orthoklas (als Mikroperthit) zugesellen, während sich Eisenglanz, Titaneisen, Magneteisen, Rutil und Turmalin nur accessorisch einstellen. Die genannten Mineralien vergesellschaften sich in sehr schwankenden Mischungsverhältnissen zum Pyroxengranulit, so dass bald der eine, bald der andere Gemengteil vor den übrigen vorwaltet. Je nachdem der feinfaserige Orthoklas neben dem Plagioklas vorhanden ist oder nicht, unterscheidet man orthoklasführende oder orthoklasfreie Pyroxengranulite.

Das typische Mittel der chemischen Zusammensetzung der Pyroxengranulite ist: Kieselsäure 52,30, — Thonerde 13,60, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 14,96, — Kalkerde 10,00, — Magnesia 7,12, — Wasser 1,70. Die Pyroxengranulite sind demnach weit basischer als die normalen Granulite und enthalten statt der Alkalien beträchtliche Mengen von Kalk und Magnesia.

53. Hälleflinta.

Die Hälleflinta ist ein dichtes, anscheinend homogenes, unter dem Mikroskope jedoch feinkrystallinisches Gestein von felsitartigem Ansehen, welches aus innig mit einander verschmolzenen, mikroskopisch kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen zum Teil mit feinen Glimmer- und Chloritschüppchen besteht. Es ist in abwechselnden Lagen grau, gelblich, bräunlich oder grünlich bis schwärzlich gefärbt, wodurch es auf dem Querbruche handartig gestreift erscheint. Sein Bruch ist splitterig bis muschelig, schimmernd bis matt, seine Festigkeit sehr bedeutend, vor dem Lötrohr ist es in dünnen Splintern schmelzbar. Die Hälleflinta ist als ein Gneiß zu betrachten, dessen Bestandteile zu mikroskopischer Kleinheit herabgesunken und felsitartig innig verschmolzen sind, so dass das Gestein aphanitische Structur angenommen hat. Darauf weisen auch die Lagerungsverhältnisse der Hälleflinta hin, indem sie mit den Ur-Gneißten z. B. Skandinaviens wechsellagert und Übergänge in diese bildet.

Adinole ist ein dichtes, flachmuscheliger brechendes, hornsteinähnliches, dickschieferiges Gestein von mattem, jaspisartigem Bruche, grauer, roter oder grüner Farbe oder Bänderung, welches sich durch Schmelzbarkeit und seinen hohen, bis zu 10 % steigenden Natrongehalt auszeichnet, und aus einem feinstkörnigen Quarz-Albit-Aggregate mit Fleckchen von Strahlstein und Titanit oder Rutil besteht. Im Harz, in Nassau, Westfalen

als Einlagerungen im Culm. Bei Lerbach, Riefensbeck u. a. O. des Oberharzes als Glied der Contactzonen der Diabase. Nahe mit ihnen verwandt sind die Hornschiefer der Diabascontacthöfe, feinkörnige Aggregate von Muscovit, Sericit, Chlorit, Quarz und Albit.

54. Porphyroid.

Die Porphyroide sind nicht den eigentlichen geschichteten krystallinen Schiefen zuzuzählen, repräsentieren vielmehr ähnlich wie die Sericitgneiße (S. 99) meist nur durch Gebirgsdruck (Dynamometamorphose) schieferig gewordene massige Gesteine und zwar vorzüglich aus der Familie der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre und weisen dann mikroskopische Trümmerstructur (Mikrobreccienstructur) auf. Andere, so die Porphyroide der Lennegegend, repräsentieren Tuffe, die mit den letztgenannten altvulkanischen Gesteinen in Verbindung stehen.

Die Porphyroide bestehen aus einer splitterigen, feinkörnigen bis dichten, felsitähnlichen Grundmasse, welche durch dünne Lagen, Häutchen oder Lamellen von Glimmer oder Sericit ein flaseriges, bis vollkommen schieferiges Gefüge erhält, und in welcher krystallinische Körner oder Krystallindividuen von Feldspat und Quarz ausgeschieden liegen. Die Porphyroide zeichnen sich demnach im allgemeinen durch ihre combinirt schieferigporphyrische Structur aus, gehen jedoch z. T. durch Zurücktreten des die Schieferung bedingenden Glimmerminerales in massige Quarzporphyre, an anderen Stellen durch Größerwerden des Kornes, woneben die porphyrisch ausgeschiedenen Individuen verschwinden, in arkose- und gneißartige Gesteine (z. B. Sericitgneiße) über. Der Feldspat ist entweder Orthoklas (Orthoklasporphyroide des Harzes und Michigans) oder Albit (in den Sericit-Adinol-Schiefen des Taunus und der Ardennen und in den Albitporphyroiden der Lennegegend) und besitzt weiße, gelbliche, rötliche, fleisch-, rosa- bis korallrote, zuweilen auch graublaue Farbe. Die porphyrisch eingesprengten Individuen sind entweder rectanguläre Prismen oder tafelförmige Krystalle; die frischen Albite zeigen meist deutliche Zwillingsstreifung. Der Quarz ist gewöhnlich rauchgrau bis dunkelblaugrau gefärbt, besitzt starken Fettglanz, muscheligen Bruch und nicht selten dihexaëdrische Form. Das Glimmermineral ist entweder Paragonit (Michigan), oder und zwar gewöhnlich gelblichgrüner, fettglänzender, talkähnlicher Sericit (Sericitporphyroide des Harzes und Taunus).

Porphyroide sind namentlich in der Taunuskette, in der Lennegegend in Westfalen, im Schwarzathale im Thüringer Walde, im Ostharze, in den französischen Ardennen, auf der Oberen Halbinsel von Michigan als untergeordnete Einlagerungen in der devonischen, silurischen und archäischen Schichtenreihe entwickelt und z. B. an der Windgälle in directem Verbande mit nicht deformierten Quarzporphyren zu beobachten.

55. Glimmerschiefer.

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Aggregat von Glimmer und Quarz, deren Mengungsverhältnis zwischen zwei extremen Endgliedern schwankt, von denen das eine fast nur aus Glimmer, das andere fast nur aus Quarz besteht (Quarzitschiefer). Der Glimmer ist in der Regel hellfarbiger Kaliglimmer (helle Glimmerschiefer, Muscovitschiefer), zuweilen dunkeler Magnesiaglimmer (dunkle Glimmerschiefer, Biotitschiefer) und noch seltener Natronglimmer (Paragonit). Die Glimmerschuppen und -blättchen liegen parallel und bilden zum Teil zusammenhängende Membranen und Lamellen, wodurch die ausgezeichnet schieferige Structur des Glimmerschiefers hervorgerufen wird. Auf den Schichtungsflächen gewisser Varietäten des letzteren, welche man Faltenglimmerschiefer nennen kann, tritt eine zarte parallele Fältelung der Glimmermembranen hervor. Der Quarz liegt in Gestalt kleiner Körner, flacher Linsen und dünner, paralleler Lagen zwischen dem Glimmer, so dass er nur auf dem Querbruche des Gesteines erscheint. Glimmer und Quarz haben sich zuweilen in einzelne Lagen gesondert, so dass dünn geschieferte Glimmerlagen mit solchen von Quarz abwechseln (Lagenglimmerschiefer). Die Farbe des Glimmerschiefers ist durch den Glimmer bedingt, demnach bei vorwaltendem Kali- und Natronglimmer hellgrau oder gelblichgrau, bei vorwaltendem Magnesiaglimmer dunkelbraun bis schwarz.

Von seinen zahlreichen zufälligen Bestandteilen sind hervorzuheben: vor allem roter oder brauner Granat, der ein höchst charakteristischer zufälliger Gemengteil fast aller Glimmerschiefer ist, Turmalin, Feldspat, Hornblende, Staurolith, Chloritoid (in bis 4 cm großen, meist quergestellten Tafeln, auf der Insel Groix), Cyanit, Chrysoberyll, Smaragd, Korund, Cordierit, Andalusit, Epidot, Chlorit, Talk, Apatit, Graphit, Eisenglimmer, Titan-eisen, Rutil, Magneteisenerz, Schwefelkies, Gold.

Der Glimmerschiefer zeigt außer der Schieferung eine sehr ausgeprägte Schichtung, welche durch Wechsellagerung seiner Varietäten unter sich sowohl, wie mit Quarziten, krystallinischem Kalkstein, Graphit-, Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Augitschiefen sowie mit Erzlagerstätten noch stärker hervortritt. Er bildet das Hauptgesteinsmaterial der unteren Ur-Schieferformation im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in den Salzburger und Oberkärnthener Alpen, im Erzgebirge, in den Sudeten, in Skandinavien, Nordamerika, Brasilien.

Den eigentlichen Glimmerschiefen reihen sich an:

die Paragonitschiefer, Natronglimmerschiefer von lichtgrünlicher oder hellgelblicher bis fast weißer Färbung (St. Gotthard, Michigan);

die Sericitglimmerschiefer, parallele Lagen und flache Linsen von dichtem Quarze wechseln mit gelblichgrünen bis dunkellauchgrünen, talkähnlichen Sericitmembranen, denen zuweilen silberweiße Glimmerblättchen

und dunkle Chloritschüppchen eingewebt sind, so dass ein gebänderter Querbruch entsteht. Taunuskette, Obersteyer, Mohendorf in Sachsen;

die Graphitglimmerschiefer. Odenwald, Schwarzwald;

die Kalkglimmerschiefer, einzelne Lamellen, Lagen oder flach linsenförmige Partien von körnigem, zum Teil dolomitischem Kalke werden von parallel liegenden Schuppen, Flasern, Membranen und Lagen von Glimmer durchzogen, wodurch eine sehr vollkommen dick- oder dünnstieferige Structur hervorgebracht wird (siehe auch sub 6, a). Der Glimmer kann auch hier zum Teil oder gänzlich durch Talk, Chlorit oder Sericit vertreten werden (Kalktalk-, Kalkchlorit- und Kalksericitschiefer); ihnen reiht sich an der Amphilogitschiefer, ein zartschuppiger, fettiger, grünlichweißer, kalkhaltiger Glimmerschiefer des Zillerthales mit nur 40 % Kieselsäure;

die Gneißglimmerschiefer, isolierte Orthoklase in Form von runden oder linsenartigen Körnern treten reichlich zu dem Glimmer und Quarz des Glimmerschiefers und bedingen ein schieferig-flaseriges Gefüge desselben. Durch Zunahme der Feldspate gehen die Gneißglimmerschiefer in echte Gneise über;

die Andalusitglimmerschiefer, feinschuppige, helle Glimmerschiefer mit meist graublauen, selten rosenroten, bis fast zollgroßen Andalusitkrystallen;

die Garbenschiefer, dickschieferige Gesteine, an deren Zusammensetzung sich wesentlich silberweißer, perlmutterglänzender Kaliglimmer beteiligt, der zu schuppigen oder häutigen Aggregaten verwachsen ist. Neben ihm stellen sich Blättchen von braunem Magnesiaglimmer und Quarzkörnchen, oft auch Quarzlinsen und endlich jene Concretionen von dunkelschwarzer Farbe ein, welche auf den Schichtungsflächen in büschel- oder garbenförmigen Zeichnungen hervortreten, dem Schiefer seinen Namen verliehen haben und aus der Zersetzung von Andalusitaggregaten hervorgegangen sind. Verkürzen sich diese Concretionen und nehmen getreidekornähnliche Gestalt an, so entstehen Fruchtschiefer (Wechselburg, Waldenburg u. a. O. des sächsischen Granulitgebietes). Bei Treuen im Vogtland, bei Löbnitz, Schneeberg und Schwarzenberg treten Fruchtschiefer als Glieder der durch die Granite metamorphosierten Phyllite auf.

Andalusitglimmerfels, ein körnig-schuppiges bis filziges Aggregat von Biotit- und Muscovitblättchen, Andalusitsäulen und Magnetitkörnern, z. T. auch Cordierit mit Quarzschmitzen und -linsen. Extremstes Umwandlungsproduct der Phyllite im Contacte mit Graniten z. B. des Erzgebirges.

56. Phyllit, Thonglimmerschiefer, Urthonschiefer.

Der Phyllit ist ein ausgezeichnet schieferiges Gestein von meist kryptokrystallinischer, mitunter auch deutlich feinkörniger Structur und vorwiegend dunkelgrauer, grünlicher oder schwarzblauer Farbe; seine Spaltungs-

flächen besitzen seidenartigen oder halbm metallischen Glanz. Seiner mineralischen Zusammensetzung nach besteht der Thonglimmerschiefer aus fast durchgängig mikroskopisch kleinen Glimmer-, Chlorit-, Quarz- und Feldspatpartikelchen, denen sich ebensolche Eisenglanz- und Magnetitkörnchen, sowie Rutil-Mikrolithen (sog. Thonschiefernädelchen) in knieförmigen Zwillingen und gegitterten, sagenitartigen Aggregaten zugesellen (Sauer, Cathrein, N. Jahrb. f. Min. 1884. I. S. 169 und 227). Der Phyllit ist also ein in seinem Korne zu äußerster Feinheit herabgesunkener, gewissermaßen aphanitischer Glimmerschiefer, in welchen er auch die deutlichsten Übergänge bildet. Die chemische Zusammensetzung der Phyllite zeigt die größte Unregelmäßigkeit, so dass ihr Kieselsäuregehalt zwischen 45 und 74 % schwanken kann. Die Phyllite sind ausgezeichnet schieferig, spaltbar und auf den Spaltungsflächen sehr häufig parallel gefaltet.

Die Phyllite setzen im Verein mit krystallinen Kalksteinen, Hornblendeschiefern und Quarziten die oberen Niveaus der Ur-Schieferformation zusammen (Nordwestabfall des Erzgebirges, Böhmen, Mähren, Alpen, Pyrenäen, Skandinavien, atlantische Staaten von Nordamerika).

Als besondere, durch reichliche Führung bestimmter accessorischer Gemengteile erzeugte Modificationen des Phyllites sind hervorzuheben:

Feldspatphyllit und Phyllitgneiß. Manche Phyllite des Erzgebirges, Fichtelgebirges, bayerischen Waldes enthalten zahlreiche, hirse-korn- bis fast erbsengroße Albitkörner eingesprengt und werden dann Feldspat- oder Albitphyllite genannt. Der Feldspatgehalt kann so überhand nehmen, dass die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Albiten bildet (Phyllitgneiß).

Chiastolithschiefer, ein graulich- bis bläulichschwarzer, dichter, contactmetamorphischer Schiefer, in welchem viele säulenförmige Chiastolithkrystalle eingewachsen sind, die auf ihrem Querbruche das charakteristische schwarze Kreuz erkennen lassen (Bretagne, Pyrenäen, Gefrees im Fichtelgebirge, Strehla in Sachsen).

Staurolithphyllit oder -glimmerschiefer, ein glimmerschiefer-ähnlicher Phyllit mit Staurolithkrystallen (Sterzing, Pyrenäen, Tennessee).

Ottrelithphyllit, ein grauer Phyllit, in welchem kleine sechsseitige, grünlichschwarze, glänzende Ottrelithblättchen eingewachsen sind (Arden-
nen, Bayern, Massachusetts, Rabenstein bei Chemnitz, Transvaalgebiet).

Chloritoidphyllit, normale oder graphitische Phyllite mit kleinen Täfelchen von grünlichschwarzem Chloritoid, z. T. reich an Rutil (Vogtland, Ardennen, Tirol, Insel Groix, Ostalpen).

Fleck- und Knotenschiefer. In phyllitischen oder thonschieferartigen Gesteinen stellen sich Knötchen (Knotenschiefer) oder unbestimmt begrenzte Flecke ein (Fleckschiefer). Sie finden sich und zwar vorzugsweise im Contacte mit Granit und Syenit in den Pyrenäen und am NO- und

NW-Abfalle des Erzgebirges (Weesenstein, Treuen), in der Lausitz und im Harze. In vielen Fällen erweisen sich diese Knoten als frische oder veränderte, dicht mit Biotitschüppchen und Magnetitkörnchen erfüllte Cordierite (Lausitz, Triebischthal, Vogtland, Fichtelgebirge).

Spilosite sind grünlichgraue, schieferige Aggregate von Muscovit, Sericit, Chlorit, Quarz, Albit und Rutil, auch wohl Aktinolith, Titanit und Turmalin mit runden Flecken und kugeligen Concretionen von grünem Chlorit nebst Quarz und Albit. Bei den Desmositen wechseln lichte Lagen von gleicher Zusammensetzung mit grünen Lagen von schuppigem Glimmer und Chlorit. Beide Gesteine gehören den durch Diabase metamorphosierten paläozoischen Schichten des Harzes an (Lossen, Kayser).

Der Wetzschiefer von Recht und Salm Château (Ardennen), welcher in 4 bis 10 cm mächtigen Schichten mit Phyllit wechsellagert, besteht wie dieser aus mikroskopischen Glimmerblättchen, gelblichgrünen, prismatischen Mikrolithen, Turmalinsäulchen und 0,02 mm großen Granatkryställchen, welche letztere jedoch so vorwalten, dass sie die Härte des Gesteines bedingen.

Anhangsweise ist hier anzuführen:

der Sericitschiefer (Sericitphyllit), dichte oder äußerst feinkörnige, seidenartig glänzende Modificationen des Sericitglimmerschiefers (sub 55), in welchen der Glimmer des normalen Phyllites durch Sericit vertreten ist; zu ihm gesellen sich Quarz, ein chloritisches Mineral, Magnetiseisenkörnchen und in gewissen Fällen auch Albit. Die Sericitphyllite sind in der Taunuskette, im Ostharze, in den Salzburger Alpen, im Gotthardgebirge verbreitet.

57. Turmalinschiefer.

Der Turmalinschiefer oder Schörlschiefer besteht aus abwechselnden Lagen von feinkörnigem, weißem Quarz und solchen von schwarzen Körnchen und Nadelchen von Turmalin, wodurch das Gestein eine schwarzweiße Bänderung erhält. Die meisten Turmalinschiefer gehören den contactmetamorphischen Zonen um die Granite an, so z. B. im Erzgebirge.

58. Amphibolit.

Unter der Bezeichnung Amphibolit wird eine vielgestaltige Gruppe von Gesteinen zusammengefasst, deren Hauptgemengteil Hornblende ist; zu dieser gesellt sich eine große Zahl von anderen Bestandteilen: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Augit, Salit, Diallag, Omphacit, Granat, Zoisit, Epidot, Biotit, Muscovit, Rutil, Titanit, Zirkon, Titaneisen, Magnetit, Pyrit. — Die Amphibolite sind grobkörnige bis dichte, nahezu massig körnige bis vollkommen geschichtete oder flaserige, cubisch, dick- und dünnplattig, selbst stengelig sich absondernde Gesteine. Man kann die Amphibolite einteilen in:

a) eigentliche Amphibolite (Hornblendefels und Hornblendeschiefer; vergl. sub 42); gras- bis dunkelgrüne Hornblende (in seltenen

Fällen ersetzt durch Glaukophan) ist der alleinige Hauptgemengteil; eine große Anzahl der oben angeführten Nebengemengteile ist in ganz untergeordneter Weise vertreten.

b) Feldspat-Amphibolite; Hornblende und Plagioklas mit wenig Orthoklas sind die Hauptgemengteile; bei schieferiger, bisweilen lagenförmiger Ausbildung hat man diese Gesteine früher und fälschlich als Dioritschiefer bezeichnet.

c) Granat-Amphibolit führt neben Hornblende und Granat meist zugleich Salit und Zoisit und sehr constant Rutil. Durch Überhandnahme des Granates entsteht aus diesem Gestein: Granatfels (Waldheim). Granat-Glaukophan-Gesteine wurden von Syra und Groix beschrieben.

d) Zoisit-Amphibolit ist dicht bis grobkörnig und in letzterem Falle infolge der lenticulären Form der Zoisitaggregate grobflaserig (Schmiedeburg, böhmisches Erzgebirge).

e) Salit-Amphibolit; hellgrüne Hornblende und graulichweißer, im Präparate wasserheller, querrissiger, lang prismatischer Augit (Salit) bilden die Hauptbestandteile.

f) Diallag-Amphibolit setzt sich zusammen aus Hornblende, Diallag, Granat, Orthoklas, Plagioklas, spärlichem Apatit und Eisenerzen.

g) Epidot-Amphibolschiefer bestehen aus Säulchen von dunkelgrüner Hornblende und Körnchen von licht gelblichgrünem Epidot, sowie von Plagioklas und Magnetit. Dadurch, dass sich der Epidot lagenweise stark anreichert und die Hornblende fast ganz verdrängt, entstehen die gebänderten Epidot-Amphibolschiefer (Grünschiefer von Hainichen).

Die Amphibolite bilden linsenförmige Einlagerungen in der Gneiß-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges, Böhmer Waldes, Fichtelgebirges, Skandinaviens, der Alpen, Nordamerikas.

59. Eklogit.

Der Eklogit ist ein mittel- bis grobkörniges Gemenge von faserig-blätterigem, grasgrünem Omphacit (Augit) und rotem Granat, wozu als zufällige Bestandteile blauer Cyanit, weißer Glimmer, ferner in mikroskopischer Ausbildung Rutil, Zirkon, Magnetit kommen. Bisweilen führt der Eklogit auch größere, porphyrisch auftretende Hornblendekristalle (Karinthin und Glaukophan). Er bildet wie der Amphibolit und meist mit ihm, zuweilen auch mit Serpentin vergesellschaftet, dick lenticuläre Einlagerungen in der Gneiß- und Glimmerschieferformation. Fundorte: Silberbach, Münchberg (Fichtelgebirge), Saualpe (Steiermark), zahlreiche Punkte des Erzgebirges, Romsdal (Norwegen).

60. Flaserabbro (Zobtenit).

Die Combination Diallag-Plagioklas tritt nicht allein als stockförmiges Eruptivgestein, sondern auch als Einlagerung in der Urgneißformation auf.

Hier sind die Flasergabbros meist mit Hornblendeschiefern vergesellschaftet (sächsisches Granulitgebiet, Niederösterreichisches Waldviertel, Zobten) und ähnlich wie die entsprechenden stockförmigen Gabbros bald olivinarm, bald olivinreich. Der den Feldspat zuweilen vertretende Saussurit ist ein Verwitterungsstadium des ersteren und enthält neben Resten desselben Körnchen von secundärem Zoisit und Epidot. Die Flasergabbros besitzen eine rein körnige bis schieferig-flaserige Textur, welche hauptsächlich durch das augenartige Auftreten bis 3 cm großer Diallagkrystalle hervorgebracht wird, welchen sich Lagen von Labrador anschmiegen (Böhrigen, Höllmühle im sächsischen Granulitgebiet), und bilden meist selbst plumpe Linsen, um welche sich Schmitzen und Lagen von Amphibolschiefer legen, wodurch jene Riesenflaserstructur erzeugt wird, nach welcher, sowie nach der oft den Gesteinskörper selbst beherrschenden Flaserung, diese Gesteine ihren Namen erhalten haben. Dieselben werden als durch Gebirgsdruck umgewandelte Lager von normalem Gabbro angesprochen.

61. **Olivingesteine.**

Diese als linsen- oder bankförmige Einlagerungen in der Gneißformation meist mit Serpentin innig vergesellschafteten und in diesen übergehenden Gesteine bilden ein Analogon zu den eruptiven Peridotiten (S. 96). Mit dem fast immer vorwiegenden Olivin combinieren sich verschiedene Mineralien der Augitgruppe: Augit, Diallag, Bronzit, Enstatit, ferner bisweilen nicht wenig Granat, schließlich auch Hornblende (Konradsreuth i. Fichtelgebirge, Habendorf in Schlesien, Niederösterreichisches Waldviertel, Norrland in Schweden, Vanelven und Tromsøe in Norwegen). Nur eine Varietät des Olivinfelses ist der Eulysit, ein Aggregat von vorwaltendem Olivin, sowie grünem Augit und braunrotem Granat (Tunaberg, Schweden).

3. Classe. **Klastische (Trümmer- Gesteine).**

Die klastischen Gesteine sind aus der Wiederablagerung von Trümmern und Teilen mechanisch zerkleinerter, verwitterter und zersetzter älterer Gesteine hervorgegangen.

4. Familie. **Lose Haufwerke (Accumulate).**

a) Producte mechanischer Zerkleinerung älterer Gesteine durch das Wasser.

62. **Sand, Kies, Seifen, Grus, Geröll, Geschiebe.**

Der Sand besteht aus losen, unverbundenen Körnern, meistens von Quarz, aber auch von Feldspat und Hornblende, sowie Glimmerschüppchen

(Spatsand). Manche Sande, die Magneteisensande, bestehen vorwiegend aus kleinen Körnchen von titanhaltigem Magneteisenstein, welche mit Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin, Zirkon, Spinell gemengt sind. Am Ausflusse des St. Lorenzstromes und auf Nord-Neu-Seeland bildet er mächtige abbauwürdige, an vielen anderen Flussufern und Meeresküsten beschränktere Ablagerungen. Zuweilen sind die Sandkörner infolge thoniger oder kalkiger Beimengungen locker zusammengebacken. Erreichen dieselben die Größe einer kleinen Erbse, so entsteht der Kies. Besonders grobe, mit großen Geröllen gemischte Kiese nennt man Schotter. Enthalten die Sand- oder Kiesablagerungen Metall-, Erz- oder Edelsteinkörner, so nennt man sie Seifen, so die Goldseifen des Ural und Californiens, die Platinseifen des Ural, die Zinnseifen in Cornwall und auf Banka, die Diamantseifen Brasiliens und Südafrikas u. s. w. Grus nennt man Anhäufungen von erbsen- bis haselnussgroßen abgerundeten oder scharfeckigen Gesteinsbruchstücken (Quarzgrus, Granitgrus). Gerölle sind gerundete, regellos über einander gehäufte Gesteinsbruchstücke. Erratische Blöcke oder Geschiebe sind zuweilen nur wenig abgerundete, kopf- bis hausgroße Fragmente der verschiedenartigsten Gesteine, durch Gletscher von ihrem Ursprungsorte in ihre jetzige Lage transportiert worden und zeigen deshalb nicht selten Glacialschliffe und -schrammen. Werden die Sandkörner oder Gerölle durch ein Cement verkittet, so entstehen Sandsteine und Conglomerate. Die Ablagerungen der Sande, Kiese und Gerölle gehören vorzugsweise den jüngsten Formationen, namentlich dem Tertiär, Diluvium und Alluvium an.

b) Lose vulkanische Auswürflinge (Vulkanischer Schutt).

63. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand und Bimssteingeröll.

Vulkanische Asche, feine staubartige Kryställchen und Krystallfragmente von Feldspat, Augit, Magneteisen und Leucit, sowie eigentümliche lockere oder festere Flöckchen und Häufchen zusammengeballter Mikrolithe, insbesondere von Augit und Magneteisen, endlich beträchtliche Mengen von Glasscherben und -splitterchen. An den kleinen, lang nadelförmigen Augitkryställchen haften häufig thränenähnliche Tropfen porösen Glases, die in ihrem ursprünglich zähflüssigen Zustande oft deutlichst etwas an den Nadelchen hinabgeglitten sind (Fig. 20). Die staubartige Asche, welche, von dem Ausbruche isländischer Vulkane herrührend, im Ende März 1875 in Skandinavien fiel, besteht zum größten Teil aus scharfkantigen, schneidigen, spitzeckigen Splitterchen von obsidianartigem, außerordentlich porösem

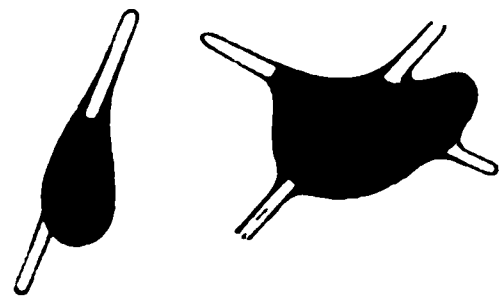


Fig. 20. Vulkanische Staubkörner, bestehend aus Augitnadeln und einem porösen Glastropfen.
Nach Zirkel.

Glas. Ebenso zeichnet sich die im Jahre 1883 vom Krakatau (Sundastraße) ausgeworfene Asche durch die eckig-splitterige Beschaffenheit der dieselbe vorwiegend zusammensetzenden Bimssteinpartikelchen aus, welche aus einem feinblasig aufgetriebenen Gesteinsglase bestehen. Dasselbe ist arm an krystallinischen Ausscheidungen. Diesen Bimssteinsplitterchen sind ziemlich häufige, stets von einer Glashaut überzogene Kryställchen von Augit, Hypersthen, Labrador und Magnetit beigemengt. Danach ist diese Asche eine im Glutflusse zerstäubte Hypersthen-Andesit-Lava.

Vulkanischer Sand, hirsekorn- bis erbsengroße Lavabröckchen, Glasscherben und -splitterchen, gemengt mit zum Teil sehr scharfkantigen Krystallen von Augit, Leucit, Glimmer, Melanit, Sanidin, Olivin u. s. w. Sie zeichnen sich durch die erstaunliche Menge von Glaseinschlüssen, Mikrolithen und Gas- und Dampfporen aus. Aschen und Sande unterscheiden sich nur durch die Dimensionen der sie zusammensetzenden Teilchen.

Lapillen, haselnuss- bis wallnussgroße Schlackenbrocken von poröser oder blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe.

Vulkanische Bomben, rundliche, keulenförmige oder ellipsoidisch gestaltete, faust- bis über kopfgroße Lavamassen, z. T. auch Obsidianklumpen, welche, in noch halbflüssigem Zustande durch die Luft geschleudert, infolge rasch rotierender Bewegung solche Gestalt erlangten.

Vulkanische Blöcke, mehrere Fuß im Durchmesser haltende Lava-Blöcke, welche in ihrem Inneren eine compact steinartige, nach außen zu eine schlackig blasige Beschaffenheit besitzen.

Bimssteinsand und Bimssteingerölle, lose Anhäufungen von größeren und kleineren Bimssteinstücken in der Umgegend von Vulkanen. In Deutschland finden sie sich um die erloschenen Krater des Laacher Sees; ferner bei Marburg und Gießen, sowie im Westerwald.

2. Familie. Sandsteine, Conglomerate, Breccien.

64. Sandstein.

Der Sandstein besteht aus Körnern von Quarz, welche durch ein mineralisches Bindemittel verkittet sind. Die Größe dieser Körner variiert sehr und erreicht die einer kleinen Erbse; übersteigt sie diese, so entstehen Conglomerate. Je nach der Größe der Körner unterscheidet man grob- und feinkörnige Sandsteine. Bisweilen besitzen die Quarzkörner Krystallgestalt und treten dann zu krystallinischem Quarzsandstein zusammen (siehe sub 40). Das Cement des Sandsteines ist sehr verschiedenartig und bedingt Farbe und Härte des ganzen Gesteines; bei kieseligem, kalkigem und thonigem Bindemittel sind grau und weiß die Hauptfarben, eisenschüssige Cemente färben gelb, braun und rot, bituminöse dunkelgrau bis schwarz, glaukonitische grün. Auf Schwankungen der Menge des Bindemittels beruht der

Übergang der Sandsteine in andere Gesteine; durch Zunahme desselben gehen sie in Thon, Kalkstein und Mergel über, durch sein Zurücktreten werden die Sandsteine zu losen Sanden. Zufällige Gemengteile sind neben Kaolin, Glimmerblättchen und Feldspatkörnchen namentlich Blei- und Kupfererze (Commern, Sangerhausen, Chessy). Manche Sandsteine z. B. der Kreideformation sind erfüllt durch Nadeln von Kieselschwämmen. Die meisten Sandsteine sind sehr deutlich gebankt oder geschichtet, sehr häufig auch von senkrechten Klüften durchsetzt, wodurch Quader- und Säulenbildung begünstigt wird (Quadersandstein der sächsischen Schweiz, von Adersbach, Teufelsmauer am Harzrande). Die Sandsteine wechsellagern mit Schieferthonen, Thonschiefern, Mergeln, Kalksteinen, Steinkohlenflötzen u. s. w. und sind das Hauptmaterial vieler Formationen.

Je nach der Natur des Bindemittels unterscheidet man:

a) thonigen und mergeligen Sandstein, beim Anhauchen charakteristisch thonig riechend;

b) kalkigen Sandstein, das Cement ist kohlensaurer Kalk, teils als dichter Kalk, teils als Kalkspat. Im »krystallisierten« Sandstein z. B. von Fontainebleau hat das Kalkcement den von ihm imprägnierten, damals noch lockeren Sand zu Rhomboëdergestalten verfestigt. Ist neben kohlensaurem Kalk auch Magnesia-Carbonat vorhanden, so entsteht dolomitischer Sandstein;

c) kieseligen Sandstein (Glaswacke) mit hornsteinartigem, oder aus einem Aggregate minimaler Quarzindividuen bestehendem, sehr festem Cemente; die Quarzkörner besitzen häufig Krystallform. Zuweilen ist jedes Quarzkorn von einem Überzuge von Kieselsäure umgeben, welche jedesmal genau so orientiert ist, wie das inneliegende Korn (Törnebohm, Klemm. Vergl. S. 44). Kommt in Bänken und in losen Blöcken (Knollensteinen) innerhalb der Sandablagerungen der Braunkohlenformation vor; mancher Quader- und Keupersandstein;

d) eisenschüssigen Sandstein, das Bindemittel besteht aus Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat in inniger Verbindung mit Thon oder Kalk und färbt den Sandstein dunkelgelb, rot oder braun;

e) Kaolinsandstein, das Bindemittel besteht aus weißlichem Kaolin, welcher z. B. in Thüringen ausgeschlämmt und zur Porzellanfabrikation benutzt wird.

Zu den Quarzkörnern, welche das Hauptmaterial des Quarzsandsteines bilden, gesellen sich nicht selten Körner oder Blättchen anderer Mineralsubstanzen in so reichlicher Menge, dass auch dadurch charakteristische Varietäten entstehen:

f) Glimmersandstein (Micopsammit), glimmerreicher und dadurch schieferiger Sandstein;

g) Grünsandstein (glaukonitischer Sandstein), neben den Quarzkörnern erscheinen hirsegroße, schießpulverähnliche Körnchen von arsengrünem bis dunkel lauchgrünem Glaukonit, durch welche das Gestein je nach der Menge derselben mehr oder weniger intensiv grün gefärbt wird. Nach Ehrenberg's Untersuchungen bestehen dieselben oft aus Foraminiferen-Steinkernen. Das Cement ist kalkig, mergelig oder thonig. Die Hauptentwicklung der Grünsandsteine fällt in die Kreideformation;

h) Arkose (Feldspatpsammit), ein Feldspat-Quarz-Glimmer-Sandstein. Körner von grauem Quarz, von rötlichem, oft bereits kaolinisiertem Orthoklas und Glimmerblättchen sind durch ein thoniges, kaoliniges oder kieseliges Cement verbunden. Die Arkose tritt als Glied der Steinkohlen-, Rotliegenden-, Buntsandstein- und Tertiärformation und zwar namentlich in der Nähe von Granitmassen und von Gneiß auf, welche das Material geliefert haben.

Endlich bezeichnet man die verschiedenen Sandsteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe z. B. als Oldredsandstone, Culmsandstein, Keupersandstein, Liassandstein, Hilssandstein, Braunkohlensandstein, Molassesandstein, — nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Spiriferensandstein, Walchiensandstein, Schilfsandstein, Cerithiensandstein, Blättersandstein, — nach ausgezeichneten Aufschlusspunkten und Vorkommen z. B. als Potsdamsandstein, Catskillsandstein, Vogesensandstein, Deistersandstein u. s. w.

65. Conglomerate.

Die Conglomerate bestehen aus abgerundeten Stücken (Rollstücken, Geröllen, Geschieben) irgend welcher Minerale oder Gesteine, welche durch ein Bindemittel fest vereinigt sind. Die Mannigfaltigkeit der Conglomerate ist sehr groß und beruht:

1. auf der petrographischen Verschiedenheit der zum Conglomerat verbundenen Rollstücke, wonach man Quarzitconglomerat, Kalksteinconglomerat, Granitconglomerat, Gneißconglomerat, Grünsteinconglomerat, Trachytconglomerat, Basaltconglomerat und endlich gemengte (polygene) Conglomerate unterscheidet, welche letztere Fragmente der verschiedensten Gesteinsarten umfassen;

2. auf der Verschiedenartigkeit des die Rollstücke verkittenden Cementes, welches eine kalkige, thonige, kieselige, sandige, eischüssige Beschaffenheit besitzt oder aus einem sehr feinen, geschlammten Gesteinschutte bestehen kann;

3. auf der Größe der Rollstücke, wonach man mehr oder weniger grobe Conglomerate unterscheidet;

4. auf der größeren oder geringeren Menge des Bindemittels,

welches vor den Rollstücken vorwaltet, auf der anderen Seite aber auch von diesen fast vollkommen verdrängt werden kann;

5. auf dem Grade der Festigkeit, mit welcher die Rollstücke und das Cement zu einem Gesteine vereinigt sind.

Unter den zahllosen Modificationen der Conglomerate sind mit besonderen Namen belegt worden:

die **Grauwacke**, zusammengesetzt aus abgerundeten Fragmenten von Quarz, Thonschiefer, Kieselschiefer, Feldspatkörnern, zum Teil auch Glimmerblättchen, sehr fest cementiert durch ein zähes, kieseliges oder kieselig thoniges Bindemittel, welches letztere oft durch fein verteilte kohlige Stäubchen dunkel gefärbt wird und dadurch die dunkelgraue Farbe des Gesamtgesteins bedingt. Manche Grauwacken (Leipzig, Lausitz) besitzen in Folge contactmetamorphischer Einwirkung eine krystalline Grundmasse aus mikroskopischen Muscovit- und Biotitblättchen, Quarz, Rutil, Eisenglanz und Turmalin, nebst mehr oder weniger amorpher Zwischenmasse. Bei noch anderen (Innerste Thal, Wernigerode i. Harz, Gießen) wird das Cement durch Glimmerlamellen ersetzt, welche wirre Aggregate bilden oder sich an die klastischen Bestandteile anschmiegen. Die eigentliche Grauwacke geht durch Feinerwerden ihres Kornes in die dichte Grauwacke und diese durch Annahme von Schieferung in die Grauwackenschiefer über. Die Grauwackengesteine spielen in der silurischen, devonischen und unteren Kohlen- (Culm-) Formation eine wichtige Rolle (Böhmen, Vogtland, Harz, Thüringen, Westfalen). Als Sparagmit bezeichnen die skandinavischen Geologen die schieferigen, z. T. rötlichen Grauwacken ihrer Heimat;

die **Nagelflue**, ein gemengtes Conglomerat, bestehend aus stark abgerundeten Rollstücken von meist jurassischen Kalksteinen und Sandsteinen, zwischen solchen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Gneiß, Serpentin, Gabbro u. s. w., zusammengehalten durch ein Cement von weißlichem, gelblichem oder rötlichem, mergeligem Kalksteine. Die Nagelflue ist ein stellenweise sehr mächtiges Glied der Tertiärformation, welche die nördlichen und nordwestlichen Alpenvorberge zusammensetzt (Rigi);

der **Puddingstein** (Flintconglomerat), abgerundete, nuss- bis faustgroße Gerölle von gelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein, oft mit concentrischer Farbenbänderung, liegen außerordentlich fest verkittet in einem feuerstein- oder hornsteinähnlichen Cemente von gelber oder grauer Farbe. In der Eocänformation Englands;

Die Geschiebe mancher Conglomerate, namentlich solche von Kalkstein, zeigen zuweilen die Erscheinung gegenseitiger Eindrücke. So sind z. B. fast alle Kalkgeschiebe in der Nagelflue von Rapperswyl mit oft so tiefen Eindrücken an entgegengesetzten Seiten versehen, dass häufig nur eine sehr dünne Scheidewand übrig bleibt. Aber auch die Gerölle von

Quarz, Quarziten, Grauwackensandsteinen, Granit, Diorit, Porphyrit u. a. weisen Eindrücke ihrer Nachbarn auf und sind oft gleichzeitig zerborsten, gedrückt und verschoben (bei Aachen, Frankenberg in Hessen, Gebweiler im Elsass, Hainichen, Leipzig; vergl. Rothpletz. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1879. S. 355).

66. Breccien.

Breccien bestehen aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Mineralien oder Gesteinen, welche durch irgend ein Bindemittel fest mit einander vereinigt sind.

Ihrer Entstehungsweise nach muss man die Breccien in Schutt-, Eruptiv- und Reibungsbreccien trennen. Erstere bestehen aus ursprünglich oberflächlichem Gesteinsschutt, welcher durch chemische oder mechanische Absätze des Wassers zu einem neuen Gesteine verkittet worden ist. Diese Breccien gehen durch Abrundung der Ecken und Kanten ihrer Gesteinsbruchstücke in Conglomerate über und besitzen eine außerordentliche Mannigfaltigkeit, welche vorzugsweise auf der petrographischen Verschiedenartigkeit der Bruchstücke und der Beschaffenheit des Bindemittels beruht. Als besonders eigentümliche Varietäten sind hervorzuheben:

a) Tapanhoancanga, zoll- bis fußgroße, eckige Bruchstücke von Magneteisenerz, Eisenglanz, Brauneisenstein werden durch ein Cement von Roteisenstein, Brauneisenstein oder Eisenerz zusammengekittet. Als zufällige Einschlüsse werden gediegen Eisen, Gold, Topas, Diamant, Rutil gefunden. Dieses Gestein bildet in der Provinz Minas Geraes in Brasilien eine weit ausgedehnte oberflächliche Decke;

b) Haselgebirge, Thone, welche mit Steinsalzbrocken und Fragmenten der benachbarten Gesteine angefüllt sind und die Steinsalzbildungen in den nördlichen Alpen zu begleiten pflegen;

c) Knochenbreccien, Kalksteinbruchstücke und Fragmente von Conchylien, namentlich aber von Knochen und Zähnen von Wirbeltieren werden durch ein eisenschüssiges, sandig thoniges oder sandig kalkiges Bindemittel mehr oder weniger fest verbunden. Solche Breccien von Rhinoceros-, Elephas- und Hippopotamusknochen finden sich z. B. in den Spalten des Kalksteingebirges am mittelländischen Meere, solche von Knochen des *Ursus spelaeus* und der *Hyaena spelaea* namentlich in Höhlen, so in der von Muggendorf und Gailenreuth, in der Baumannshöhle, in der Kirkdale- und Kentshöhle und vielen anderen, und endlich solche von Reptilien- und Fischresten, das Bonebed, als eine nur einige Centimeter mächtige Lage im oberen Keuper.

Reibungsbreccien (kataklastische Breccien) entstehen auf die Weise, dass durch unterirdische Zermalmung von Gesteinen durch Gebirgsdruck

oder durch Bewegung der Wände einer Verwerfungsspalte an einander Gesteinsfragmente erzeugt oder losgebrochen und später durch mineralische Ausscheidungen aus eindringenden wässerigen Lösungen wieder zusammengekittet werden. Derartige Zertrümmerungsvorgänge wiederholen sich zuweilen auf einer älteren, bereits zum Mineralgang ausgefüllten Spalte; dann liefern die zertrümmerten Ganggesteine die Fragmente der Reibungsbreccie. Hierher gehört z. B. der Quarzbrockenfels, Quarz- und Hornsteinfragmente werden durch Quarz oder Eisenkiesel fest verbunden. Die Spalten zwischen den Bruchstücken sind häufig durch Quarz-, Amethyst- und Eisenglanzkrystalle incrustiert; im Erzgebirge weit verbreitet.

Eruptiv- oder Contactbreccien nennt man scharfeckige Gesteinsfragmente, welche durch eruptives, krystallinisches Gesteinsmaterial sehr fest verkittet sind. Zwei Fälle des Abstammens der Bruchstücke sind möglich; entweder wurden sie durch die aufsteigende Eruptivmasse von dem Nebengesteine losgerissen, sind also fremdartige Gesteinseinschlüsse in dem festgewordenen Eruptivgestein, — oder sie entstanden durch Zertrümmerung des bereits festgewordenen Magmas durch nachdringende, noch flüssige Gesteinsmasse. Dann ist das Material der Bruchstücke und des Cementes identisch oder höchstens durch die Größe des Kornes verschieden. Breccien ersterer Art finden sich häufig an den Grenzen von Graniten (Erzgebirge, Fichtelgebirge), Quarzporphyr (z. B. bei Wendisheim in Sachsen), Syenit (z. B. bei Marquette am Lake Superior), Basalt (z. B. bei Salesl in Böhmen). Breccien von identischer Zusammensetzung der Bruchstücke und des Cementes sind namentlich bei den Quarzporphyren (z. B. bei Friedrichroda und Oberhof im Thüringer Walde, Nideck in den Vogesen) und den Diabasen (Vogtland, Thüringen, Harz) bekannt.

3. Familie. Thongesteine.

Die Schlamm- und Thon- (oder limmatischen) Gesteine besitzen ein erdiges, homogenes Aussehen, bestehen aus feinen Staubkörnchen und Schüppchen, den Rückständen der Verwitterung, namentlich feldspatreicher Gesteine, welche meist durch Gewässer zusammengeschwemmt und auf secundärer Lagerstätte wieder abgesetzt wurden.

67. Kaolin (Porzellanerde).

Der Kaolin ist eine aus sehr feinen, staubartigen, erdigen Teilchen, sehr häufig aber auch aus mikroskopischen perlmutterglänzenden, sechsseitigen Krystallschüppchen bestehende, zerreibliche, meist abfärbende Masse von vorherrschend weißer, gelblicher oder rötlicher Farbe. In seiner reinsten Form ist der Kaolin zweifach kieselsaure Thonerde mit 2 Atomen Wasser und dem entsprechend 46,50 Kieselsäure, — 39,56 Thonerde, — 13,94 Wasser, eine Zusammensetzung, welche jedoch größeren Schwankungen

unterworfen ist. Auf ursprünglicher Lagerstätte ist der Kaolin durch beigemengte Glimmerblättchen und Quarzkörner verunreinigt.

Der Kaolin ist das Residuum der Feldspatzersetzung, so dass namentlich Granite, Gneise und Porphyre das Material zur Kaolinbildung gegeben haben und Gebiete dieser Gesteinsarten die Heimat der Kaolinlagerstätten sind, so bei Karlsbad in Böhmen, bei Schneeberg und Meißen in Sachsen, in der Umgegend von Halle und Altenburg, auf Bornholm.

68. Thon, Lehm, Löss.

Der Thon (Pelit) ist eine in trockenem Zustande erdige, milde und zerreibliche, an der Zunge klebende, in feuchtem Zustande plastische Masse von weißer, grauer, gelblichgrünlicher, brauner oder blauer Farbe. Die Thone sind wasserhaltige Thonerdesilicate, welchen Spuren von kohlensaurer Kalkerde und Magnesia, sowie von Eisen- und Manganhydroxyd beigemengt sind, ein geschlämmtes, zusammengeschwemmtes Zersetzungsproduct feldspatreicher Gesteine. Sie pflegen mikroskopische Kryställchen von Anatas, Zirkon und Turmalin, sowie Rutilnadelchen zu führen. Von zufälligen Bestandteilen sind Krystalle und Krystallgruppen von Schwefelkies, Strahlkies und Gyps zu erwähnen; ferner umfassen sie nicht selten Concretionen von Sphärosiderit, Thoneisenstein und Kalkmergel und sehr häufig wohl-erhaltene organische Reste. Als die wichtigsten Varietäten des Thones sind anzuführen:

a) Töpferthon, die reinste Varietät, weiß, hellgraublau und sehr plastisch, brennt sich rot;

b) Salzthon, bituminöser, mit Kochsalz imprägnierter Thon, Begleiter der Steinsalzlagerstätten;

c) Alaunthon, bituminöser, mit Schwefelkiesteilchen imprägnierter Thon;

d) Septarienthon, ein an kalkigen und mergeligen Nieren reicher Thon der Tertiärformation;

e) Walkerde (Fullers earth), eine erdige, thonähnliche, fettige, im Striche glänzende, durchaus nicht plastische, sondern im Wasser zerbröckelnde Masse gelblichgrüner bis olivengrüner Farbe. Sie ist ebenfalls ein wasserhaltiges Thonerdesilicat, welchem constant etwas Magnesia, und fast stets etwas Kalk und Eisenoxyd beigemengt ist. Sie geht meist aus der Zersetzung von Diabasen und Gabbro hervor und ist namentlich bei Rosswein in Sachsen, in Steiermark, in England (Fullers earth, ein Glied der dortigen Juraformation) entwickelt.

Die Thone sind namentlich in den jüngeren Formationen vom Jura an entwickelt und werden nach ihrer Stellung im Schichtensysteme, sowie nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Wealdenthon, Hilsthon, — Amalthenthone und Ornatenthone bezeichnet.

Lehm. Ist der Thon durch feinen Quarzsand und Glimmerstäubchen sowie Eisenoxydhydrat verunreinigt, so fühlt er sich rauh und mager an und wird zum Lehm.

Geschiebelehm (Geschiebemergel, Blocklehm) ist ein grauer, gelblicher, brauner oder fast schwarzer, sandig-grandiger, sich kratzig anfühlender, oft kalkhaltiger Lehm, das Zermalmungsproduct der verschiedenartigsten Gesteine durch Gletscher. In ihm stecken wirr und ordnungslos kleinere und größere, z. T. geschrammte Geschiebe (erratische Blöcke).

Laterit ist ein eisenschüssiger, intensiv roter, z. T. grusiger Lehm, der unter dem Einflusse bedeutender Niederschläge und tropischer Temperatur in Indien, Brasilien und Afrika aus der accumulierenden Zersetzung anstehender Gesteine hervorgeht. Derselbe lässt die ursprüngliche Structur der letzteren in der Tiefe noch erkennen, während er an seiner Oberfläche durch Entführung der löslichen und staubartigen Teilchen einen zelligen, schlackenähnlichen Habitus annimmt (z. B. Granit-, Diabas-, Gneißlaterit).

Der **Löß** besteht wesentlich aus außerordentlich feinem Quarzstaub, ist nicht plastisch, zerfällt im Wasser, färbt mehlartig ab, bildet senkrechte Abstürze, besitzt eine homogene Beschaffenheit, führt feinst verteilten kohlensauen Kalk, sowie Kalkconcretionen (Lößkindel), Landschnecken und Säugetierreste (vergl. sub Diluvium). Derselbe enthält nicht selten kleinste Körnchen von Feldspat, Hornblende, Augit u. s. w. Durch Verwitterung derselben und die Auslaugung seines Kalkgehaltes entsteht aus ihm der Lößlehm. Der Löß bildet mächtige oberflächliche Ablagerungen an Bergabhängen, auf Plateaus und in Thälern.

Der **Tschernosem** (Schwarzerde) ist ein durch humose Substanzen schwarz gefärbter lößartiger Lehm mit 6 bis 10 Procent organischer Substanz, welcher eine außerordentliche Verbreitung im centralen und südlichen Russland, in Sibirien, sowie in den Prärieen des südlichen Nordamerika hat, wo er stellenweise eine Mächtigkeit von 7 m erreicht, ist aber auch in Deutschland, so in der Magdeburger Börde, vertreten.

An manchen Localitäten sind die Thone in Folge der Einwirkung von Kohlenbränden oder basaltischen Eruptionen gebrannt und gefrittet und zu ganz eigentümlichen Gesteinen umgewandelt worden, welche man Porzellan- und Basaltjaspis nennt. Diese besitzen eine ziemliche Härte, muscheligen Bruch, schwachen Fettglanz und graue und rote, zum Teil geflammte oder gestreifte Färbung (Großalmerode, Duttweiler bei Saarbrücken, Siebengebirge, Zwickau, Teplitz, Bilin).

69. Mergel.

Die Mergel sind innige Gemenge von Kalk oder Dolomit mit Thon, wozu außerdem noch feine Glimmerschüppchen und Quarzkörnchen treten. Der Thongehalt beträgt zwischen 20 bis 60 Procent der ganzen Gesteinsmasse,

welche entweder erdig oder schieferig sein kann. Manche Mergel sind durch Eisenoxydul und Eisenoxydhydrat grünlich, gelblich oder braunrot, in Folge starken Bitumengehaltes grau bis schwarz gefärbt und bleichen im letzteren Falle im Feuer. An der Luft blättern sie sich auf, zerfallen in würfelige Bröckchen, welche allmählich zu Erdkrume werden. Neben Kalkstein und Sandstein bilden die Mergel das Hauptgesteinsmaterial der geschichteten Formationen.

Kupferschiefer nennt man gewisse dünnplattige Mergel, welche reich an Fischresten, in Folge davon stark bituminös und deshalb schwarz gefärbt sind und in ihrer Gesteinsmasse außerordentlich feine Kupfererzpartikelchen eingesprengt enthalten. Auf der Gewinnung dieses Kupferschiefers beruht der großartige Mansfelder Bergbau.

Manche Kalkmergel sind mehr oder weniger reich an grünen Glaukonitkörnern; man findet derartige Glaukonitmergel namentlich in Westfalen, Frankreich, England und der Küste von New-Jersey, wo sie der Kreideformation angehören.

Brandschiefer sind braunschwarze oder pechschwarze Mergelschiefer, welche so stark von Bitumen imprägniert sind, dass sie mit rußender Flamme brennen (Seefeld in Tirol, Walgau in Bayern, Oschatz in Sachsen; Ölschiefer von Boll in Württemberg).

70. Schieferthon.

Der Schieferthon ist ein mildes, ziemlich weiches, schieferiges Gestein, welches aus verhärtetem Thone mit kleinen Glimmerblättchen und Quarzstäubchen besteht. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass neben fein zerriebenen und abgerundeten klastischen Gesteinselementen krystallinische Ausscheidungsproducte (Mikrolithe von Hornblende, Schuppen von Kaliglimmer, Klümpchen von Quarz, Blättchen von Eisenglanz, Nadelchen von Rutil und Turmalin, sowie Anatase), welche parallel der Schieferungsebene gelagert sind, sich an der Zusammensetzung der Schieferthone beteiligen. Letztere sind gewöhnlich grau bis schwarz gefärbt und nicht selten reich an pflanzlichen und tierischen Resten. Schwefelkies ist ein sehr gewöhnlicher zufälliger Gemengteil derselben. Als Schieferletten bezeichnet man die roten und bunten, als Brandschiefer von Bitumen imprägnierte, schwarze Schieferthone.

Die Schieferthone sind ausgezeichnet geschichtet, sie wechsellagern mit Kalksteinen, Sandsteinen, Mergeln und Kohlenflötzen und gewinnen namentlich in der Kohlen-, Lias-, Wealden- und Tertiärformation eine bedeutende Entwicklung, während Schieferletten namentlich im Perm, Buntsandstein und Keuper vertreten sind.

71. Thonschiefer.

Der Thonschiefer ist ein ausgezeichnet schieferiges, hartes Thongestein

von meist grauer oder schwarzer, durch einen geringen Gehalt an kohligter Substanz hervorgebrachter Farbe, zuweilen durch Eisenoxyd gelb, grün, rot gefärbt. Auf dem Bruche matt, homogen und anscheinend nicht krystallinisch. Sehr gewöhnlich mit Schwefelkieskrystallen und -concretionen, ferner mit Quarznestern, -trümmern und -schnüren, sowie Kalksteinknollen und endlich organischen Resten. Die mikroskopische Untersuchung silurischer und devonischer Schiefer hat ergeben, dass sie nicht bloß aus klastischen und pelitischen Gesteinselementen bestehen, nicht lediglich den erhärteten, fein zerriebenen Schlamm präexistierender Felsarten darstellen, sondern dass sie mikroskopische krystallinische Gemengteile in sich enthalten, welche oft sogar die hauptsächliche Rolle bei der Zusammensetzung jener Schiefer spielen. Die mikrokrystallinen Bestandteile sind: gelblichbraune Nadelchen von Rutil (sog. Thonschiefernadelchen), alle der ursprünglichen Schieferungsebene parallel gelagert, — grünliche oder gelbliche Glimmertäfelchen, — Kalkspatschüppchen, — ovale oder rundliche Quarzkörnchen mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen. Die Ränder der Quarzausscheidungen verfließen förmlich in die umgebende Gesteinsmasse; um sie stehen zuweilen radial angeordnete zarte Glimmerblättchen allseitig herum.

Neben dem gemeinen, an accessorischen Gemengteilen reichen, wenig ebenschieferigen Thonschiefer unterscheidet man:

a) Dach- und Tafelschiefer, die reinsten, sehr ebenschieferigen Varietäten des Thonschiefers, von grauer bis schwarzer Farbe, die sich leicht in dünne Tafeln spalten lassen (St. Goar am Rhein, Lehesten im Thüringer Walde, Goslar am Harz);

b) Griffelschiefer, reine, feste Thonschiefer, welche sich in Folge des Zusammentretens zweier Schieferungen in griffelförmige Stengel spalten lassen (Steinach in Thüringen);

c) Wetzschiefer, eine gelbliche oder grünlichgraue, ganz homogene, von Kieselsäure durchdrungene Thonschiefermasse (Katzhütte in Thüringen);

d) Zeichenschiefer, feinerdige, weiche, milde, schwarze, sehr kohlenstoffreiche Thonschiefer (Haselbach im Thüringer Walde);

e) Alaunschiefer, von kohligen Substanzen und von Schwefelkies imprägnierte Schiefer von schwärzlicher Farbe. Der Kohlenstoff erscheint zuweilen als Anthracit in bunt angelaufenen Häuten auf den Klüften und Spalten des Gesteines. Aus der Verwitterung des Schwefelkieses gehen Eisenvitriol, sowie Alaun hervor. Namentlich im Cambrium und Silur.

f) Grauwackenschiefer und dichte Grauwacke (siehe S. 113), eine außerordentlich feinkörnige bis dichte, schieferige, zum Teil glimmerreiche, zum Teil vollkommen thonschieferartige Varietät der Grauwacke.

Der Thonschiefer ist ausgezeichnet geschichtet und geschiefert, wechselagert mit Kieselschiefern, Kalksteinen, Sandsteinen, Grauwacken, und ist

namentlich in der silurischen, devonischen, zum Teil auch noch in der carbonischen, nur ausnahmsweise in jüngeren Formationen entwickelt. Seine Schieferung fällt oft nicht mit der Schichtung zusammen, sondern durchsetzt die Thonschiefermasse ganz unabhängig von dieser, eine Erscheinung, welche als falsche oder transversale Schieferung bezeichnet wird (siehe sub Tectonische Geologie).

Thon, Schieferthon, Thonschiefer und Phyllit gehen in einander über und lassen sich nur in ihren Extremen unterscheiden. Der Phyllit besitzt ein entschieden krystallinisches Gefüge, umschließt zahlreiche zufällige Gemengteile und gehört namentlich der Ur-Schieferformation an. Der Thonschiefer ist im Bruche matt, fest, besitzt sehr gewöhnlich falsche Schieferung, ist oft versteinerungsreich, führt aber nur wenig zufällige Gemengteile und gehört namentlich der paläozoischen, der weiche, milde Schieferthon endlich der mittleren und jüngeren Formationsgruppe an.

4. Familie. Tuffe.

Die Tuffe sind klastische Gesteine, deren Material in Form von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli durch vulkanische Eruptionen geliefert, oft durch die Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt, geschichtet und zum Teil stark zersetzt wurde.

72. Porphyrtuff.

Der Porphyrtuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges oder ein körniges, sandsteinähnliches, zum Teil löcherig zelliges, buntes, in seinen Farben un-
gemein wechselndes, auch schneeweißes Gestein, welches aus der Anhäufung, Zusammenschwemmung und Schlämmung, sowie der teilweisen oder vollständigen Zersetzung von feineren oder gröberen porphyrischen Auswürflingen hervorgegangen ist. Je nach der Größe der letzteren unterscheidet man: feinerdige bis sandsteinartige Thonsteine, arkoseartige Tuffe, Krystalltuffe und Lapilli- oder Schlackentuffe, welche durch Übergänge innig mit einander verknüpft sind. Sie umschließen nicht selten Pflanzenversteinerungen, besonders verkieselte Psaronien, Cycadeen- und Coniferenstämme. Manche Thonsteine sind von Kieselsäure imprägniert (silificiert), deshalb über stahlhart und buntfarbig gebändert, so der sogen. Bandjaspis von Kohren (Kohrnit). Die Porphyrtuffe sind zum Teil sehr deutlich geschichtet, wechsellagern unter sich oder mit Porphyrgüssen und treten z. B. im erzgebirgischen Bassin, ferner am Nordwestrande des Granulitgebirges, also bei Chemnitz, Frohburg, Wechselburg und Rochlitz, bei Döhlen unweit Dresden, im Thüringer Wald (Oberhof), im Odenwalde als Glieder des mittleren Rotliegenden in Verbindung mit Porphyren, ebenso bei Rednitz in Böhmen u. a. a. O. auf. Vom argentinischen Ostabhange der Cordillere beschrieb Stelzner echte Quarzporphyrtuffe mit silurischen

Versteinerungen. Zuweilen bilden die Porphyrtuffe bergartige Aufschüttungen von 50 bis 80 m Mächtigkeit, also alte vulkanische Schuttkegel, so den Zeisigwald bei Chemnitz und den Rochlitzer Berg.

Ein Teil der »Lenneporphyre« Westfalens haben sich als reine oder mit mehr oder weniger Sedimentmaterial gemischte Tuffe der dortigen Quarzkeratophyre erwiesen. Sie sind z. T. sehr reich an Albiten, haben eine porphyroidische, sericitschieferartige oder arkoseähnliche Ausbildung erlangt und führen local organische Reste des Mitteldevons (Mügge).

73. Grünsteintuff, Diabastuff.

Der Grünstein- oder Diabastuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges Aggregat von feinem, sand- oder staubartigem, bereits stark zersetztem Diabaschutt von meist schmutzig grüner Farbe, welches von kohlensaurem Kalke innig imprägniert ist. Die Grünsteintuffe sind häufig schieferig und führen, abgesehen von größeren Diabasbomben und -geröllen nicht selten organische Reste (so solche der Devonformation bei Planschwitz in Sachsen). Sehr gewöhnlich gehen sie durch das Auftreten und die Überhandnahme thoniger, echt sedimentärer Beimengungen in Grauwackenschiefer über und bilden im Vogtlande, in Oberfranken, in Devonshire zwischen silurischen und devonischen Gesteinen mächtige Ablagerungen, welche mit Diabasen in engstem Zusammenhange stehen. In Südtirol bildet feinkörniges, geschlammtes Augitporphyrmaterial eine regelmäßige Folge von dünnen Tuffschichten, welche das Aussehen von bald lockeren, bald festen, körnigen, schwarzen Sandsteinen besitzen und zwischen die Schichten der oberen Trias eingeschaltet sind.

74. Schalstein.

Der Schalstein ist der Hauptsache nach ein schieferiger, von kohlensaurem Kalke imprägnierter Diabastuff, gemengt mit Kalk- und Thonschlamm. Die Grundmasse desselben ist feinerdig, schieferig, grün, grau, gelblich oder rötlich gefärbt oder bunt gefleckt und durch und durch von kohlensaurem Kalke und zum Teil von Chloritschüppchen imprägniert. Dieselbe umschließt Bruchstücke von Thonschiefer, local Diabasbomben, ferner spärliche Krystallkörner von Feldspat und Lagen, Nester und Trümer, sowie Mandeln von Kalkspat. Wittern diese letzteren aus, so entstehen löcherige, schwammige Gesteine, die Blattersteinschiefer.

Die Schalsteine stehen auf der einen Seite mit den Diabasen, auf der anderen mit devonischen echten Sedimentärgesteinen in engster Beziehung. Manche Schalsteine, so im Nassauischen, führen devonische Versteinerungen. Die Schalsteine sind namentlich dem Devon Nassaus, des Harzes und dem Silur Böhmens eingeschaltet.

75. Tuffe der trachytischen und basaltischen Gesteine.

a) Trachyttuff, ein bald lockerer, bald dichter und fester Tuff von

zerkleinertem, zum Teil zersetztem trachytischem Materiale, welches bald eine kreideartige, erdige, bald eine körnige, sandsteinartige, bald eine fein breccienartige Beschaffenheit und vorherrschend lichtgraue oder lichtgelbliche Farben besitzt. Die deutlich geschichtete Masse umschließt nicht selten Krystalle von Sanidin, Hornblende und Magnetisenerz, sowie fremdartige Gesteinsbrocken, enthält auch zuweilen pflanzliche Reste, ferner Schnüre, Nester und Trümer von Opal (edler Opal unweit Kaschau in Ungarn) und geht durch Aufnahme von Trachytgeröllen in Trachytconglomerat über.

Die Hauptlagerorte des Trachyttuffes sind das Siebengebirge, Centralfrankreich, die Euganeen, die Umgegend von Schemnitz in Ungarn.

b) Phonolithtuff, ein weißer bis bräunlichgrauer Tuff von zerkleinertem, phonolithischem Materiale, welches eine mürbe, erdige Beschaffenheit besitzt, gewöhnlich verwitterte Bruchstücke von Phonolith, sowie Krystalle von Augit, Hornblende, Sanidin, Glimmer und endlich fremdartige Gesteinsbrocken umschließt und durch Aufnahme von abgerundeten Phonolithfragmenten in Phonolithconglomerat übergeht. Im Hegau, bei Teplitz.

c) Bimssteintuff ein weißes, gelbes, graues, erdiges bis dichtes, sich rauh anführendes Aggregat von zerriebenen Bimssteinteilchen, oft Brocken von Trachyt und Bimsstein, ferner Glimmerblättchen, Sanidin- und Granatkrystalle umschließend und mit Bimssteinconglomeraten eng verknüpft. Am Laacher See, bei Schemnitz in Ungarn, in der Auvergne, in der Umgegend von Neapel (dort Puzzolan und Posilipptuff genannt), auf Teneriffa (dort Tosca genannt). Eine locale Varietät des Bimssteintuffes, welche in den Thälern der Umgegend des Laacher Sees (Brohlthal und Nettehal) mächtige Ablagerungen bildet, ist der Trass (Duckstein). Er ist eine unrein gelblichgraue erdige Masse, welche Fragmente von Bimsstein, Grauwacke, Thonschiefer, Basaltlava und Krystalle von Sanidin, Leucit, Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn und endlich auch verkohlte Baumstämme und Äste umschließt und zur Darstellung von hydraulischem Mörtel verwandt wird.

d) Alaunstein, ein weißer oder gelblicher erdiger Trachyt- oder Bimssteintuff, welcher von Alunit in feinen Körnchen und Kryställchen imprägniert oder in Gängen und Trümmern durchschwärmt wird, die das Product der Einwirkung von Solfataren auf die Feldspate des Tuffes sind. Bei Tokay in Ungarn, in der Auvergne, bei Tolfa in Italien.

e) Basalttuff, ein dichter oder erdiger, schmutzig graubrauner, meist wohlgeschichteter Tuff von feinen, ziemlich zersetzten Basaltauswürflingen, welcher Brocken von teilweise zersetztem Basalte, ferner Krystalle von Olivin, Augit, Hornblende, Glimmer und Magnetisenerz, sowie Adern und Nester von Kalkspat, Aragonit und Zeolithen, endlich organische Reste umschließt und mit Basaltconglomerat eng verknüpft ist. Vergesellschaftet mit diesem und wechsellagernd mit Basaltdecken, zum Teil als Glied der Braun-

kohlenformation, findet er sich am Vogelsgebirge, im nördlichen Böhmen, am Habichtswald bei Kassel.

f) Peperin, ein schmutzig graubrauner, feinerdiger, weicher Tuff, in welchem zahlreiche Krystalle von Glimmer, Augit, Leucit, Magneteisen verteilt liegen, welcher außerdem eckige Bruchstücke von weißem, körnigem Kalkstein, Basalt und Leucitporphyr umschließt. Der Peperin bildet z. B. mächtige Ablagerungen im Albaner Gebirge und in dessen Umgebung.

g) Palagonittuff, ein geschichteter, z. T. fossilführender, brauner Basalttuff, welcher zahlreiche kleine Partikelchen, eckige Körner und Brocken des in seinem Äußeren an Kolophonium erinnernden, honiggelben bis braunen Palagonites umschließt, der zuweilen zum vorwaltenden, ja sogar zum einzigen Bestandteile des Gesteines werden kann (Palagonitfels). Der Palagonit selbst ist aus der mehr oder weniger tief greifenden Zersetzung des Sideromelans, eines Basaltglases (S. 96), hervorgegangen. Außerordentliche Verbreitung hat der Palagonittuff auf Island, ferner auf Sicilien, den Canarischen Inseln, den Galapagos. Derselbe ist jedoch auch in der Eifel, am Habichtswalde, in Nassau nachgewiesen.

h) Leucittuff, ein dunkel gelblichgrauer Tuff, dessen feinerdige Grundmasse verwitterte schneeweiße Leucite und neben diesen Krystalle von Augit, Glimmer, Sanidin, sowie Bruchstücke von Leucitphonolith und devonischen Schiefern umschließt. In der Umgebung des Laacher Sees.

Dritter Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie ist die Lehre von den Kräften, unter deren Mitwirkung das Gesteinsmaterial und die Oberflächenverhältnisse der Erde entstanden sind und noch entstehen, sie ist die Lehre von den Agentien in dem Entwicklungsprocesse der Erde. Als solche müssen namentlich der Vulkanismus, die mechanische und chemische Thätigkeit des Wassers, sowie der atmosphärischen Luft, und die Thätigkeit des organischen Lebens gelten. Für die großartige Wirksamkeit aller aber ist die Länge der geologischen Zeiträume ein Hauptfactor.

Der Vulkanismus.

Begriff des Vulkanismus. Unter Vulkanismus verstehen wir den Inbegriff aller derjenigen Erscheinungen, welche in ursächlichem Zusammenhange mit dem Wärmeverluste und der durch diesen bedingten Contraction der Erde stehen.

Hierher gehören nicht nur die Eruptionen glutflüssiger und zum Teil durch Dampfexplosionen zerstäubter Gesteinsmassen, ferner die Dampf-, Gas- und heißen Wasserausströmungen aus Mofetten, Fumarolen, Solfataren, Thermen und Geysirs, sondern auch die Niveauveränderungen weiter Gebiete der Erdkruste, sowie der Process der Gebirgsbildung, und endlich die Erdbeben.

Bei der Eruption glutflüssig emporgepresster Gesteinsmassen erreichen die letzteren entweder die Erdoberfläche nicht und erstarren langsam in der Tiefe der Erdkruste zu plutonischen Gesteinen, oder sie gelangen bis zu Tage, um hier durch rasche Abkühlung zu vulkanischen Gesteinen verfestigt, z. T. aber vorher durch Gas- und Dampfexplosionen zu lockeren Auswürflingen zerstäubt zu werden. In diesem Falle spielen sich die Eruptionen der Jetztzeit vor unseren Augen ab oder haben

allseitig zugängige Producte hinterlassen. Letztere, die Vulkane sowie ihre Thätigkeit werden deshalb an dieser Stelle zunächst in Betracht zu ziehen sein, während die übrigen Erzeugnisse der Eruptionsvorgänge in den Abschnitten über Eruptivgesteine (Petrogenetische Geologie) abgehandelt werden sollen.

1. Vulkane und ihre Thätigkeit.

Allgemeine Litteratur.

- A. von Humboldt. Über den Bau und die Wirkung der Vulkane. Berlin 1824.
 L. von Buch. Physikalische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825.
 L. von Buch. Über Erhebungskratere und Vulkane. Berlin 1835.
 G. Poulett Scrope. Über Vulkane. 2. Aufl., übersetzt von G. A. von Kloeden. Berlin 1872. — Derselbe. Die Bildung der vulkanischen Kegel und Kratere, übersetzt von C. L. Griesbach. Berlin 1873.
 C. W. C. Fuchs. Berichte über die vulkanischen Erscheinungen der Erde in den Jahren 1865 bis 85. Neues Jahrb. für Min. in den Jahrgängen 1866 bis 72, von 73 bis 85 in Tschermak's mineral. Mitteil.
 Ed. Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptionen u. d. Eruptivgesteine. Wien 1877. — Ders. Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. Cap. 4—3.
 J. W. Judd. Volcanoes. V. ed. London 1893.

Einige Litteraturangaben über die wichtigsten europäischen Vulkangebiete.

- H. v. Dechen. Geogn. Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. II. Aufl. Bonn 1886 und Geogn. Führer zum Laacher See und seinen vulkan. Umgebungen. Bonn 1864. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 69—156.
 L. Dressel. Geogn. geolog. Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1874.
 A. Knop. Der Kaiserstuhl. Leipzig 1892.
 Fr. Graeff. Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Heidelberg 1892.
 E. Proft. Kammerbühl und Eisenbühl. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1894. S. 25.
 A. Makowsky. Die erlosch. Vulk. Nordmährens u. Österr.-Schlesiens. Brünn 1883.
 P. Scrope. Geology a. extinct volcanoes of Central France. 2. Ed. London 1858.
 Lecoq. Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris 1867. 5 Bände.
 Ad. Reyer. Die Euganeen. Wien 1877.
 P. di Tucci. Studi geologici sui peperini del Lazio. R. Accad. d. Lincei 1878—79. Roma.
 W. Branco. Die Vulkane des Herniker Landes in Mittel-Italien. N. Jahrb. 1877. S. 564.
 W. Deecke. Monti Cimini; ebend. VI. Beil. B. 1889. S. 205. Monte Vulture; ebend. VII. Beil. B. 1891. S. 556. — Fossa Lupara. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 166.
 J. Roth. Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857. Studien am Monte Somma. Berlin 1877.
 A. Heim. Der Vesuv im April 1872. Z. d. D. geol. Ges. 1873. S. 1.
 C. W. C. Fuchs. L'Isola d'Ischia. (Monografia e carta geol. 1 : 25 000.) Firenze 1872.
 Sartorius von Waltershausen. Atlas des Ätna. Weimar 1848 u. f. J.
 S. v. Waltershausen. Der Ätna. Hrsg. v. A. v. Lasaulx. 2 Bde. Leipzig 1880.
 O. Silvestri. Sulle eruzione del'Etna scopiati il 18. e 19. maggio 1886. Catania 1886.
 Carta geolog. d'Italia. 1 : 100 000. Fo. 261 Bronte; Fo. 262 Monte Etna; Fo. 269 Paterno; Fo. 270 Catania. — Fo. 244 Isole Eolie. — Fo. 160. Roma (Albano).
 Cortese e Sabatini. Isole Eolie. Roma 1892.

C. Doelter. Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Wien 1875.

G. Mercalli. Vulcani e Fenomeni vulcan. in Italia. Milano 1883. — Ders. L' Isola d'Ischia. Milano 1884.

K. von Fritsch, W. Reiß u. A. Stübel. Santorin. Heidelberg 1867.

K. von Fritsch. Geolog. Beschreib. des Ringgeb. v. Santorin. Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 125.

Jul. Schmidt. Vulkanstudien. Santorin. Leipzig 1874.

F. Fouqué. Santorin et ses éruptions. Paris 1879. Avec 64 planches.

Begriff eines Vulkanes. Ein Vulkan ist ein Berg, der durch einen Canal mit dem Erdinnern in Verbindung steht oder gestanden hat, aus welchem das ihn aufbauende Material in glutflüssigem, z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zerspratztem Zustande emporgedrungen ist.

Nach ihrer Bauart und Entstehungsweise unterscheidet man nach K. v. Seebach's Vorgang*) zweierlei Vulkantypen. Ist mit der Eruption von glutflüssigem Materiale eine reichliche Entwicklung von Gasen und Dämpfen verbunden, so baut sich durch lagenweise Anhäufung der in Folge solcher Explosionen entstandenen und emporgeschleuderten Aschen und Lapilli ein geschichteter Vulkan auf; steigen hingegen glutflüssige Massen mit nur geringfügiger Beteiligung von Gasen und Dämpfen in die Höhe, so stauen sie sich auf der Erdoberfläche zu massigen Vulkankuppen an, oder breiten sich deckenartig aus (vergleiche §. 19).

a) Die Schicht- oder Stratovulkane.

(Vulkane im engeren Sinne.)

§ 1. **Charakter derselben.** Die Schichtvulkane bestehen aus mehr oder weniger regelmäßigen Lagen, Schichten und Bänken von ausgeworfenem oder ausgeflossenem vulkanischem Materiale, welche von einer durch den Eruptionscanal repräsentierten Achse aus nach außen zu geneigt sind.

Die Form der meisten Schichtvulkane ist die eines mehr oder weniger stark abgestumpften, flachen oder steilen und auf seinem Gipfel vertieften Kegels. Nach ihrer Entstehungsweise ist die Gestalt dieser Vulkane steten Schwankungen unterworfen, jeder vulkanische Ausbruch vermag eine Veränderung der Conturen hervorzubringen. Ebenso wenig wie diese sind die Dimensionen der Vulkankegel constant; eine fortgesetzte gemäßigte Thätigkeit erhöht im allgemeinen den Berg durch die ausgeworfenen Producte, heftige Ausbrüche hingegen pflegen ihn teilweise zu zerstören. So wurde z. B. der in der Sundastraße gelegene 800 m hohe Krakatau durch die Eruption im August 1883 nebst seinem submarinen Sockel fast völlig in die Luft gesprengt. Überhaupt aber schwanken die Höhen der verschiedenen Vulkane in eben den weiten Grenzen wie die der nicht vulkanischen

*) Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 643.

Berge. So überragt der Atna das Meer um 3304 m, der Pic von Teneriffa um 3645 m, — andere erheben sich kaum 30 m über das Territorium, auf das sie aufgesetzt sind.

Als der wichtigste Teil der Stratovulkane ist der Canal anzusehen, welcher durch die feste Erdkruste bis zu der glutigen Erdtiefe reicht, wo der Ausgangspunkt der vulkanischen Thätigkeit zu suchen ist. Er bildet den durch eine Spalte geöffneten, oft wohl auch noch durch explosive Entwicklung von Gasen erweiterten Weg, auf welchem gasförmige oder glutflüssige Eruptionsmaterialien aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche gelangen, ist übrigens nur bei im Zustande der Thätigkeit befindlichen Vulkanen offen, d. h. für vulkanische Producte passierbar, bei erloschenen oder im Zustande der Ruhe befindlichen Vulkanen hingegen durch erstarrte Laven verstopft. Seine obere, meist trichter-, kessel- oder tellerförmig erweiterte Mündung heißt der Krater (Fig. 24), an welchem man wiederum den Kraterand,

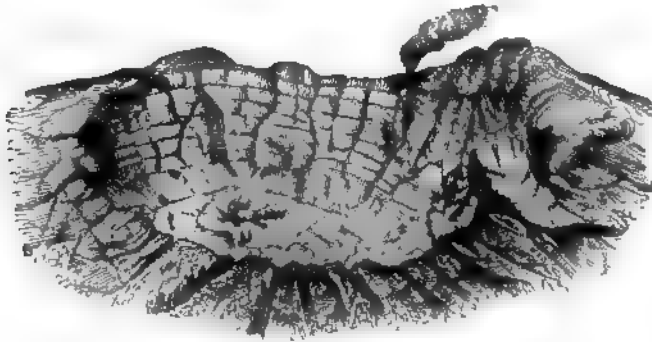


Fig. 24. Krater auf Réunion. Nach Velain

die Kraterwände und den Kraterboden unterscheidet. Viele Vulkane besitzen außer den meist centralen, zuweilen aber auch auf dem Abhänge gelegenen noch einen zweiten Hauptkrater oder zahlreiche z. T. radial angeordnete Nebenkrater mit dazu gehörigen parasitischen Kegeln. So hat der Pic von Teneriffa und der Mt. Loa zwei Hauptkrater und der Ätna neben seinem Gipfelkrater noch gegen 900 parasitische Kraterkegel. Einigen der höchsten Vulkane fehlt überhaupt ein eigentlicher Krater. Ihre Eruptionerscheinungen erfolgen aus Spalten, die sich an den Abhängen des Kegels bilden, so am großen Ararat, am Antisana in Südamerika u. a. Die Dimensionen der Krater sind außerordentlich ungleich; von einer schwachen Vertiefung auf dem Gipfel des Vulkanes bis zu schroffen, kesselförmigen Becken von 3000, 4000 und 5000 m Durchmesser sind alle Größen vertreten. Der Krater des Stromboli misst gegen 670, der des Vesuvs 620, der des Ätna etwa 700, der des Popocatepetl 4700, des Kilauea auf Hawaii etwa 4700 m im Durchmesser.

§ 2. Untergrund der Vulkane. Die Gesteine, auf welchen die Vulkankegel aufgesetzt sind, gehören den mannigfachsten Arten und den verschiedensten geologischen Formationen an. Sie sind theils selbst eruptiver Natur, theils aber sedimentären Ursprungs und Glieder der geschichteten Gesteinsreihe. Auf Graniten ruhen die Vulkane der Auvergne und ein Theil derer von Quito, auf Diabas, Diorit und Porphyrit die Vulkane der Canarischen Inseln, auf Gneiß, Glimmer- und Talkschiefern die Vulkane des Vivarais, Velay, sowie des Elbrus, auf paläozoischen Schiefern und Grauwacken die Vulkane der Eifel und des Laacher Sees, auf tertiären Schichten der Ätna und die neuseeländischen Vulkane.

Besonders wichtige Schlussfolgerungen gestatten die Lagerungsverhältnisse der geschichteten Gesteine, wo diese von vulkanischen Massen durchsetzt und überdeckt werden. Man nahm früher mit L. von Buch und A. von Humboldt an, dass die vulkanische Thätigkeit eine centrale Erhebung der rings um den Eruptionsherd befindlichen Gesteine zur Folge gehabt habe, in der Weise, dass die auf den benachbarten sedimentären Schichten ursprünglich horizontal gelagerten Tuffe, Äschen und Schuttlagen ihre geneigte, von der Ausbruchsesse abfallende Lage durch die hebende Kraft eingengter, vorzüglich gasförmiger Eruptionsproducte erhalten hätten. An einer derartigen Aufrichtung hätten unbedingt auch die die Grundlage des vulkanischen Materials bildenden sedimentären Gesteine teilnehmen müssen. Mit diesem Erfordernis stimmt die Beobachtung nicht überein; vielmehr ergibt sich aus derselben, dass die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes der Vulkankegel, abgesehen von vorausgegangenen, die Eruption überhaupt erst ermöglichenden Spaltenbildungen, durch den Eruptionsvorgang selbst nicht im geringsten beeinflusst worden sind. Damit fällt auch die Theorie von der Entstehung der Kratere und der steil geneigten Stellung vulkanischer Schichten durch Erhebung (Theorie der Erhebungskratere), wenn sie nicht bereits durch die Beobachtung der natürlichen Vorgänge bei der Entstehung jedes neuen vulkanischen Aufschüttungskegels und bei der Erhöhung der bereits vorhandenen durch fortgesetzte Aufschüttung beseitigt wäre.

Aus Obigem ergeben sich zwei wichtige geologische Resultate: 1) Die vulkanische Thätigkeit ist unabhängig von der petrographischen Beschaffenheit einer Gegend, ihre Ursache muss deshalb eine von jener unabhängige, tiefer liegende sein. 2) Die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes vulkanischer Bauwerke sind durch deren Eruptionen nicht gestört worden, namentlich aber ist mit diesen letzteren eine centrale Aufrichtung der die Vulkankegel bildenden Lava- und Schuttschichten nicht verbunden gewesen.

§ 3. Material der Vulkankegel. Die Materialien der vulkanischen Kegel sind Eruptionsproducte, welche aus dem Ausbruchscanal gequollen

sind und Ströme oder Lagen bildeten, oder aber als lose Auswürflinge aus dem Schlunde emporgeschleudert wurden, zurückfielen und sich rings um diesen anhäuften und mehr oder weniger schnell zu einem Berge anwuchsen. Je nachdem nun entweder nur Lava oder vulkanischer Schutt und Sand oder Asche jedes für sich allein, oder alle gemeinsam an dem Aufbau der Vulkankegel teilgenommen haben, sind die Charaktere der letzteren verschieden, so dass man dieselben als Lava-, Schutt-, Aschen-, Sand- und gemischte Kegel bezeichnet.

Die Lavakegel verdanken aus dem Krater fließenden, besonders dünnflüssigen, geschmolzenen Gesteinsmassen ihren Ursprung, welche sich bei der ihnen eigenen Leichtflüssigkeit um den Eruptionscanal herum ausbreiteten und sich selbst auf wenig geneigten Ebenen fortbewegten. Die Folge davon war die Bildung z. T. außerordentlich flacher, schildförmiger Kegel, deren Böschung gewöhnlich nur 3 bis 10 Grade beträgt und die aus lauter einzelnen, den wiederholten Lavaergüssen entsprechenden, wenig geneigten, fast horizontal liegenden Lavabänken bestehen. Die großen Vulkane auf den Sandwich-Inseln, der Mt. Loa und der Mt. Kea, beide über 4000 m hoch, sind solche Lavakegel mit einem Böschungswinkel von 4 bis 8 Graden (Fig. 22), so dass der Durchmesser des Mt. Loa 600 m unter seinem

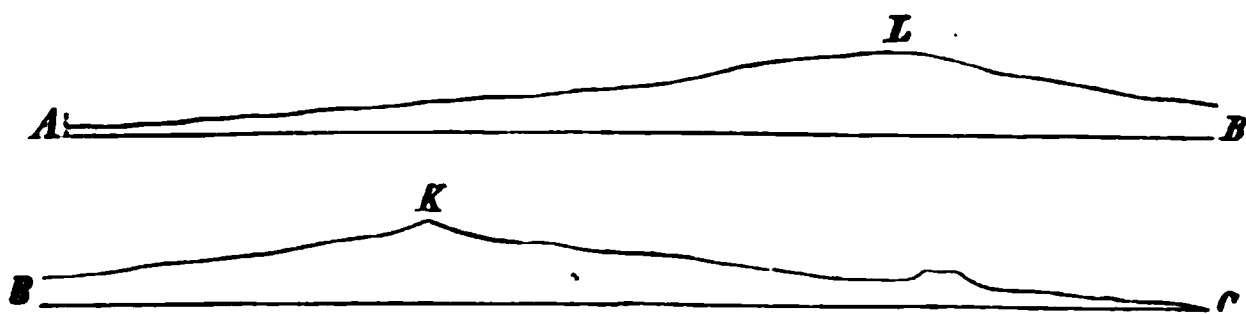


Fig. 22. Profil der beiden Lavakegel Mt. Loa und Mt. Kea auf Hawaii.

Gipfel über 4 deutsche Meilen beträgt. Die Wände seiner beiden Kratere, von denen der Kilauea der größte der Erde ist, stürzen terrassenförmig 200 bis 350 m fast senkrecht ab und sind aus horizontalen Lavabänken aufgebaut.

Nicht immer jedoch sind diese durch allmähliche Übereinanderlagerung von über den Kraterrand laufenden Laven entstandenen Lavakegel so flach, wie bisher angenommen, manche Laven vielmehr sind so zähe und erstarren so leicht, dass sie sich zunächst zu außerordentlich steilen Kuppen aufstauen, dann auf deren Abhängen hinabrinnen, auf diesem ihrem Wege fest werden und zusammenhängende Lagen und Ströme bilden, die eine Neigung von 20, 30 und mehr Graden besitzen.

Die Aschen-, Sand- und Schuttkegel werden durch Anhäufung der aus dem Eruptionscanale in fast senkrechter Richtung und zuweilen bis zu erstaunlicher Höhe emporgeschleuderten, dann in unmittelbare Umgebung des Schlundes zurückfallenden losen vulkanischen Auswürflinge gebildet

und bestehen demgemäß aus Blöcken von Lava, schlackigen Lavaklumpen, vulkanischen Bomben, Lapilli, vulkanischen Sanden und Aschen (siehe S. 109). Dieses Material ist schichtenweise gesondert, so dass Lagen von grobem und feinem Haufwerke mit einander abwechseln. Die zurückschließenden Auswürflinge häufen sich mit der Zeit zu Kegeln an, deren Seiten und schichtenartige Lagen 15 bis 35, ja 45 Grad Neigung nach außen besitzen und deren Kratere die Form enger, steiler und schlotähnlicher Schlünde oder beckenförmiger Vertiefungen haben (Fig. 23 u. 24).



Fig. 23. Profil eines Aschenkegels.



Fig. 24. Profil eines Schuttkiegels.

Die Kegel von gemischtem vulkanischen Materiale bestehen aus abwechselnden, mehr oder weniger mächtigen, bankartig ausgebreiteten Lavaströmen und Lagen von losen Auswürflingen, welche wiederum von radiär vom Eruptionscanal ausstrahlenden Lavagängen durchsetzt werden können. In der Aufeinanderfolge des verschiedenartigen Materiales herrscht keine Gesetzmäßigkeit. Doch pflegt bei sehr hohen Vulkanen nach deren Spitze zu die Größe der Auswürflinge und die Beteiligung von Lavabänken abzunehmen, in Folge dessen aber die Steilheit ihrer Abhänge zu wachsen. Zur Klasse der gemischten Kegel gehören die meisten größeren Vulkane.

§ 4. Von Lavaströmen geöffnete, hufeisenförmige Kratere. Die ringsgeschlossene kesselförmige Gestalt der Kratere solch einfacher Strato-vulkane, sowie die normale Kegelform dieser letzteren erleidet jedoch sehr häufig eine wesentliche Veränderung dadurch, dass die in den Krater tretende



Fig. 25. Die Pays Noirs, Solas und La Vache in der Auvergne, durch hervordringende Lavaströme geöffnete, hufeisenförmige Kratere.

Lava sich einen Ausweg bahnt, eine Kraterwand einreißt oder einschlulzt und sich durch die Durchbruchsstelle als Lavaström ergießt. So entstehen die einseitig geöffneten Eruptionskratere mit hufeisenförmigem Rande, aus deren Centrum oft sehr bedeutende Lavaströme geflossen sind. Ein großartiges Beispiel hierfür liefert das Innere der Insel Ischia, wo ein gewal-

tiger, öder Lavastrom, L'Arso, aus einem verhältnismäßig kleinen hufeisenförmigen Krater von Auswürflingen hervortritt. Dasselbe wiederholt sich in der Gegend von Laach am Bausenberge, Hochsimmer u. a., an zahlreichen parasitischen Kegeln des Ätna und an vielen Vulkanen der Auvergne. Letzterem Vulkangebiete ist das durch Fig. 25 wiedergegebene Beispiel entnommen.

Viele der im vorigen Paragraphen beschriebenen Schutt- und Aschenkegel sind das Product einer einzigen, oft nur wenige Tage dauernden Eruption, besitzen aber trotzdem ziemlich bedeutende Dimensionen, wie z. B. der etwa 150 m hohe Monte Nuovo bei Neapel, der in zwei Tagen aufgeworfen wurde. Aus der Wiederholung zahlreicher derartiger Eruptionen sind allmählich solche gewaltige zusammengesetzte Vulkanberge, wie der Ätna, hervorgegangen.

§ 5. **Zusammengesetzte Vulkanberge.** Die einzelnen Vorgänge in dem Entstehungsprocesse solch zusammengesetzter Vulkanberge sind: 1) Wiederholte, wenn auch oft durch lange Pausen der Ruhe unterbrochene Eruptionen von bedeutenden Mengen grober Auswürflinge, Lapilli, Sande und Aschen, wodurch der Kegel und Kraterrand nicht nur wächst, sondern auch an Festigkeit zunimmt; 2) wiederholtes Überfließen der Lava über die niedrigsten Punkte der Kraterränder, wodurch zusammenhängende Gesteinslagen und sich kreuzende oder stellenweise bedeckende Lavaströme entstehen, die von neuem durch lose Auswürflinge bedeckt werden; 3) das Aufreißen von radialen Spalten, in welche vom Eruptionsschlunde aus Lava gepresst wird, so dass sie zu Gesteinsgängen werden, welche den lockeren Bau der Schutt- und Aschenkegel verfestigen; 4) seitliche Eruption von Lava und die Bildung von parasitischen Schuttkegeln am Fuße oder auf den Abhängen des älteren und höheren Vulkanes infolge der Berstung seiner Wandungen. Bei hohen Vulkanbergen erreicht nämlich die von unten in den Vulkanschlund gepresste Lava den Gipfelkrater nicht, vielmehr ist der Druck der in der Achse des Vulkanes emporsteigenden Lavasäule ein zu gewaltiger, als dass der aus nur lose aufgeschüttetem Materiale bestehende Kegel denselben auszuhalten vermöchte. In dem Berge bilden sich deshalb radial ausstrahlende Spalten, aus denen Dämpfe hervorströmen, Aschen ausgeworfen werden und vorzüglich Laven entquellen, — kurz, auf welchen parasitische Kegel und Nebenkratere mit Lavaströmen entstehen. Sie sind namentlich auf den Abhängen des Ätna in großer Zahl aufgesetzt. Die meisten derselben haben deutliche Kratere, welche zwar in der Regel hufeisenförmig geöffnet, zum Teil aber auch rings geschlossen, also becherförmig gestaltet sind. Häufig kommt es vor, dass eine spätere Eruption nahe bei einer älteren stattfindet und hier einen Kegel auftürmt, durch welchen der bereits vorhandene teilweise wieder zerstört wird; niemals wird der alte durch Lava ausgefüllte und dadurch zu einem Lavagang um-

gestaltete Ausbruchsschlund wieder benutzt. Der ganze Vulkan ist deshalb von zahllosen solchen Lavagängen durchschwärmt, die von dessen verschiedenen Eruptionen herrühren, und von Lavaströmen überflutet, welche, von neuen Auswürflingen überdeckt, als der Schichtenreihe des Stratovulkanes eingeschaltete Lager erscheinen.

Durch solche über Jahrtausende verteilte, intermittierende Materialproductionen bauen sich die vulkanischen Schlünde allmählich viele tausend Fuß hohe, mit zahlreichen, ja Hunderten von Nebenkegeln versehene Vulkangebirge auf.

§ 6. **Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen.** Eine besondere Modification der zusammengesetzten Vulkanberge entsteht dadurch, dass ihre eigentlichen Eruptionskegel in größerer oder geringerer Entfernung von einer ringförmigen Umwallung umgeben sind. Dieser Ringwall besteht aus Tuff-, Sand- und Schuttschichten, welche mit Lavabänken wechsellagern und nebst diesen nach außen geneigt sind, nach innen zu aber steil abstürzen, so dass sie einen weiten Kessel umschließen, innerhalb dessen sich der Eruptionskegel aufgebaut hat (Fig. 26). Der Monte Somma ist

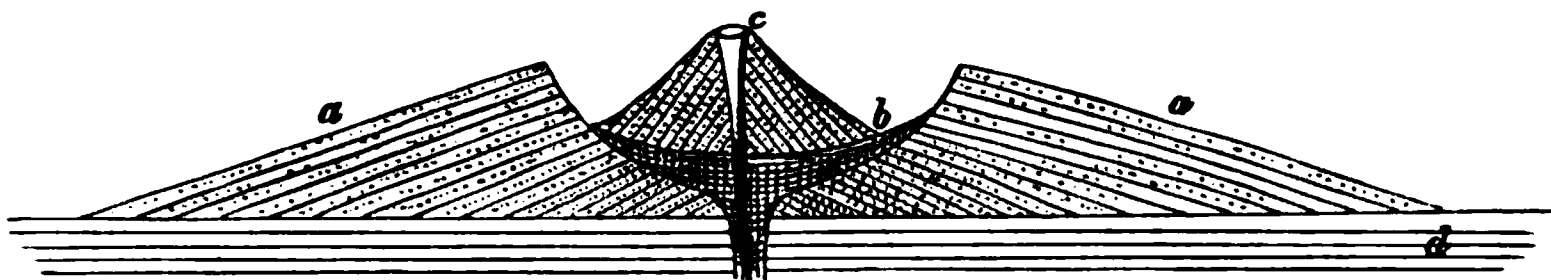


Fig. 26. Profil eines älteren Stratovulkanes (eines Ringwalles) und eines jüngeren Eruptionskegels in dem Einsturzkrater des ersteren. *a* Verstürzter alter Stratovulkan. *b* Ausfüllung und Ausebenung des Kraters desselben durch Schutt von den Kraterwänden. *c* Neuer Eruptionskegel. *d* Sedimentärschichten des Untergrundes in ungestörter Lagerung. (H. Crd.)

eine solche, freilich nur teilweise erhaltene ringförmige Umwallung des eigentlichen Vesuvkegels (vergl. Fig. 29). Zwischen beiden dehnt sich eine ebene Fläche, der Boden des alten Einsturzkraters, das Atrio del Cavallo, aus. In ganz ähnlicher Weise ist der Kegel des Pic von Teneriffa von einer Hochebene (dem Atrio) und diese von einem Circus (dem steilen Absturze des Einsturzkraters) umgeben. Man führte früher, wie in § 2 erwähnt, die Entstehung dieses äußeren Kraterwalles auf centrale Hebungen von fast horizontal abgelagerten Schichten vulkanischen Ursprunges zurück und nannte die angeblich durch Berstung der Schichten in der Achse der Erhebung entstandene Einsenkung »Erhebungskrater«. Man hat jedoch diese äußeren Umwallungen als nichts anderes aufzufassen, denn als Ruinen eines älteren und zum Teil verstürzten Vulkankraters, in dessen Mitte sich die Eruptionsproducte einen neuen Weg bahnten und einen neuen Eruptionskegel aufbauten.

Man denke sich als Resultat einer Eruption einen Vulkankegel und auf seinem Gipfel einen tiefen Kraterschlund mit steil abstürzenden Rändern und

Wänden, aus dessen Tiefe noch durch längere Zeiträume hindurch Wasserdämpfe und Gase und zwar namentlich Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Chlorwasserstoff und Kohlensäure emporsteigen und die vielfach zerissenen und zerspaltenen Kraterwände zersetzen, zerfressen und bröckelig machen. Zugleich aber berücksichtige man die mechanische Thätigkeit der atmosphärischen Wasser, welche einerseits auf den wesentlich aus losem Schutte bestehenden Vulkangipfel außerordentlich rasch ihren einschneidenden und wegschwemmenden Einfluss geltend machen, und anderseits auch die Ränder und Wände des Kraters selbst bereits in einem durch die Wirkung der Gase erzeugten, höchst lockeren Zustand vorfinden. Diese doppelten gesteinerstörenden Beeinflussungen werden sich zunächst an dem ihnen am unmittelbarsten ausgesetzten Kraterlande bemerkbar machen, der zerbröckeln und in die Tiefe stürzen wird; ihm folgen die oberen Teile der Kraterwände und des jeweiligen neuen Kraterkranzes. Durch diese Vorgänge wird der Kraterschlund allmählich zu einer erst kesselförmigen, dann tellerartigen Vertiefung umgestaltet, deren flacher, stetig an Ausdehnung wachsender Boden von einem je nach dem Stadium des Verfalles des ursprünglichen Vulkanes verschieden hohen und steilen Ringe vulkanischer Gebilde, dem zum Teil nur noch ruinenhaften Überbleibsel des allmählich verschwindenden Stratovulkankegels umschlossen wird. Endlich mag sich das weite Kesselthal mit Vegetation, ja mit ausgedehnten Waldungen bedecken, so dass fast alle Andeutungen des vulkanischen Ursprunges desselben verwischt werden. Beschleunigt und erleichtert wird dieser Nivellierungsprocess dadurch, dass der Kraterwall entweder bereits ursprünglich hufeisenförmig geöffnet war, oder später durch eine Erosionsschlucht (Baranco) zerschnitten wurde, so dass der Schutt aus dem Krater durch die Gewässer entführt werden konnte.

Findet aber durch den zeitweise verstopft gewesenen alten Eruptionscanal eine neue Eruption statt, so häufen sich deren Producte rings um diesen genau in derselben Weise auf, als wenn der Ausbruch auf einem bisher von vulkanischen Einwirkungen noch unberührten Gebiete stattfände. Es bildet sich ein Schuttkegel, Lavamassen ergießen sich aus diesem und neue Aschenauswürfe erfolgen, — der neue Vulkankegel wächst und mag bald den mehr oder weniger vollständigen Kranz des alten Einsturzkraters an Höhe überragen. In diesem Zustande befindet sich augenblicklich z. B. der Vesuv. Hört jetzt die vulkanische Thätigkeit für längere Zeit auf, so ereilt den zweiten jüngeren Vulkan das Schicksal seines jetzt zum äußeren Ringwall umgewandelten Vorgängers, seine Ränder und Wände brechen zusammen, ein zweiter Einsturzkrater bildet sich innerhalb des ersten; zwei nach außen flach abfallende, nach innen steil abstürzende Ringwälle sind einer im weiten Atrium des anderen entstanden. Dieses Stadium wird z. B. durch den Doppelring des Albaner Gebirges bei Rom repräsentiert.

Die Abtragung und Ausgleichung des vulkanischen Aufschüttungskegels wird häufig noch durch die einschneidende Thätigkeit des Wassers unterstützt, welche auf die äußeren flachen Abfälle des Vulkanes gerichtet ist und deren Wirkung Furchen sind, welche vom Gipfel mancher z. B. japanischer Vulkane allseitig ausstrahlen, die Abhänge hinablaufen und nach dem Fuße des Berges zu immer tiefer und breiter und dann nur noch durch scharfe, gratförmige Radiärrippen getrennt werden. Dadurch nun, dass die sich namentlich in den Tropen wolkenbruchartig ergießenden Regenwasser im Laufe der Zeiten die Furchen tiefer und tiefer reißen, kann schließlich eine der so entstehenden Schluchten den Kraterwall durchschneiden, so dass der ursprünglich allseitig geschlossene Gipfelkrater weit geöffnet wird. Indem sich nun Krater sowohl wie Schlucht durch Einsturz immer mehr erweitern, entsteht als schließliches Product dieses Erosionsprocesses ein gewaltiges, sich nach außen öffnendes Kesselthal. Die zur Gruppe der Canaren gehörige Insel Palma zeigt diese Gestaltung in vollkommenster Weise. Das Kesselthal dieser Insel führt den Namen Caldera, die tiefe Schlucht, die diesen Kessel geöffnet hat, die Bezeichnung Barranco. Beide Namen hat man auf die entsprechenden Erscheinungen bei anderen, durch Erosion in ihrer ursprünglichen Gestalt modificierten Vulkanen übertragen. Ihrer Entstehung nach sind somit die Caldera von Palma und das Atrio des Vesuvs und des Pic von Teneriffa wesentlich dasselbe.

§ 7. Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln. Bei dem überwiegend großen Areale, welches das Wasser auf Erden einnimmt, ist zu erwarten, dass, so wie auf dem trockenen Lande, auch auf dem Meeresgrunde vulkanische Eruptionen stattfinden, infolge deren Vulkankegel entstehen. Die große Mehrzahl derselben mag die Oberfläche des Meeres gar nicht erreichen, während andere dieselbe hoch überragen (Volcano, eine der Liparischen Inseln, 449 m, der Kosima, zwischen Nipon und Jesso, 232 m), und endlich noch andere sich nur mit ihrem Kraterrande über den Meeresspiegel erheben. In letzterem Falle werden vollkommen geschlossene, meist aber an einer Stelle unterbrochene, ringförmige Vulkaninseln gebildet. Zum größten Teil sind diese ringförmigen Kraterinseln nichts als die Ruinen einst bedeutend höherer Vulkaninseln. Findet nämlich der allmähliche Einsturz eines Kraters, wie solches im § 6 beschrieben, innerhalb eines Inselvulkanes statt, so durchbricht das Meer den Kratering und bildet eine tiefe, kreisförmige Bucht innerhalb der Kraterwände. Wiederholt sich auf dem Boden des unterseeischen Kraters die vulkanische Thätigkeit, so entstehen in der Mitte des Krateringes vulkanische Inselchen, welche den Gipfeln der jüngeren Eruptionskegel (siehe Fig. 26) entsprechen, wie dies z. B. bei Santorin der Fall ist (siehe Fig. 27). Die vulkanischen Inseln sind in Folge der leichten Zerstörbarkeit ihres losen Materiales zum Teil so vergänglicher Natur, dass sie häufig der zerstörenden Gewalt der Wogen nicht zu wider-

stehen vermögen und dann nach kurzem Dasein wieder verschwinden. Nur wenn ihnen durch solide Lavamassen Halt gegeben wird, gewinnen dieselben an Bestand. Santorin im griechischen Archipel, Deception-Insel (Süd-Wales), St. Paul, Amsterdam-Insel sind ausgezeichnete Beispiele solcher ringsörmiger Vulkaninseln, während die im Jahre 1834 im mittelländischen Meere südlich von Sicilien entstandene vulkanische Insel Ferdinanda, die unter fortwährender Eruption bis zu 72 m Höhe gewachsen war, nach halbjährigem Bestehen wieder verschwand.



Fig. 27. Die Vulkaninsel Santorin im griechischen Archipel im Jahre 1640. Nach v. Siebach. Thera, Therasia, Aspro-Nisi repräsentieren den zerriessenen Rand eines alten Einsturzkraters und bestehen bis auf den großen Eliasberg aus Tuffen und Laven, — dieser aus kristallinen Schiefern und Kalksteinen. Im Centrum dieses Ringwallas erheben sich die Kaimeni-Inseln als Gipfel jüngerer Eruptionskegel, welche aus massiger Andesitlava und Auswürflingen aufgebaut sind.

Mit submarinen Ausbrüchen pflegen Seebeben, das Emporwallen des Meeres durch aufsteigende vulkanische Dämpfe, die Entstehung von Dampfsäulen, sowie die Erhitzung des Wassers und mit dieser die Tötung seiner Bewohner und die Austreibung von Kohlenwasserstoffen, ferner die Bildung von schwimmenden Bänken von Bimsstein in Verbindung zu stehen (so bei Pantellaria im October 1891).

Auf einer Anzahl Vulkaninseln sind Klippen sehr alter Gesteinsbildungen nachgewiesen worden, so z. B. auf Palma Hypersthenit und Diabas (Reiß), auf den Inseln des Viti-Archipels Strahlsteinschiefer, Glimmerquarzit, krystallinischer Kalk, Granite, Quarzporphyr, Diabas, Olivingabbro (Wichmann), auf den Vulkaninseln vom Cap Verde Gneiß, Phyllit, Kalkstein, Foyait, Syenit, Diorit (Dölter), auf Santorin Phyllit und Kalkstein (Fig. 27). Derartige Vulkaninseln erweisen sich hierdurch als bereits durch continentale Reste tektonisch veranlagt.

§ 8. **Maare.** Während die eigentlichen Vulkane aus einem Schutt- oder Lavakegel bestehen, in welchen der Krater eingesenkt ist, treten in vielen vulkanischen Gegenden kesselartige Kratereinsenkungen im Gesteinsuntergrunde auf, welche nur von einem niedrigen Walle von Aschen, Sanden und blasigen Lapilli nebst ausgeschleuderten, scharfkantigen Bruchstücken ihrer Neben- und Untergrundgesteine umgürtet werden, nie aber Laven zum Ausflussspunkte gedient haben. Sie besitzen meist ovale oder vollkommen kreisrunde Umrisse, einen ebenen Boden und steile Ränder, sind häufig, aber nicht immer mit Wasser angefüllt und bilden dann regelmäßige, nur selten mit einem Zu- oder Abfluss versehene Seebecken. Man bezeichnet sie als Maare, und erklärt sie als durch explosive Entwicklung vulkanischer Dämpfe aus bis in die Nähe der Erdoberfläche emporgedrungenen Laven hervorgebrachte »Minentrichter« (Explosionskratere). Sie scheinen das erste Stadium in dem Bildungsprocesse der Vulkane zu repräsentieren, indem Zwischenformen zwischen Vulkankegeln und den der Umwallung entbehrenden Kesselkratern den genetischen Zusammenhang beider bekunden. Auch Deutschland besitzt in den vulkanischen Gebieten der Eifel und der Umgegend von Laach, sowie in der Schwäbischen Alb eine große Anzahl solcher Maare. Die bekanntesten der erstgenannten Gruppen sind das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Weinfelder und das Gemündener Maar bei Daun, welche in devonische Grauwacke und Thonschiefer eingesenkt sind, und auch der Laacher See wird für ein Maar gehalten. In der Schwäbischen Alb concentrieren sich zahlreiche Maare zu dem vulkanischen Gebiete von Urach. Dieselben stellen nach Branco*) die z. T. kesselförmig erweiterten Mündungen cylindrischer Canäle dar, deren Füllwerk fast durchweg aus Tuffbreccien und nur ausnahmsweise aus solidem Basalt besteht. Die im Querschnitte meist runden bis ovalen Ausbruchsröhren stehen mit tektonischen Spalten in keinerlei Zusammenhang, sollen vielmehr durch einmalige Gasexplosionen ausgeblasen worden sein und sind vorwiegend durch Basalttuff nebst Fragmenten der geschichteten und massigen Gesteine des durchbrochenen Untergrundes ausgefüllt. Ihrer Schönheit wegen berühmt sind zwei mit Wasser gefüllte Kesselkratere

*) W. Branco. Schwabens 425 Vulkan-Embryonen. Stuttgart 1894.

im Albaner Gebirge, der See von Albano und der von Nemi; reich ist ferner Java an ähnlichen, den Maaren analogen Bildungen.

§ 9. Räumliche Verknüpfung der Vulkane. Vulkanreihen. Die Vulkane treten entweder isoliert als Einzelvulkane oder in einer größeren Anzahl vergesellschaftet auf. Die Gruppierung der letzteren unterliegt einer gewissen Gesetzmäßigkeit, welche sich in der reihenförmigen Anordnung der einzelnen Individuen kund giebt.

Vulkanreihen sind der Inbegriff einer größeren Anzahl von Vulkanen, die in einer Linie und zwar auf einer Spalte oder Bruchzone an einander gereiht sind, welche den vulkanischen Producten den Weg aus der Tiefe öffnete. Die Reihenvulkane erheben sich entweder als vulkanische Inseln über den Meeresspiegel (Kurilen, Aleuten, Antillen), oder sie stehen auf Bruchzonen eines Gebirges oder Plateaus und bilden dessen Gipfel (so die Vulkanreihen von Quito, Bolivia und Mexico). Die Zahl der zu einer Reihe zusammentretenden Vulkane schwankt beträchtlich. Die Vulkanreihe von Chile besteht aus 33, die von Kamtschatka aus 38, die der Aleuten aus 48 Vulkanen. Ebenso wenig herrscht eine Regelmäßigkeit in der Größe des Abstandes zwischen den einzelnen Individuen der Vulkanreihe. In manchen der letzteren stehen die Kegel so dicht neben einander, dass sie sich mit ihrer Basis berühren, in anderen beträgt ihr mittlerer Abstand mehrere Meilen. Auch die Länge der Vulkanreihen schwankt zwischen weiten Grenzen. Die chilenische dehnt sich 240, die peruanische 405, die der Aleuten 170 Meilen aus; fasst man die Vulkane an der Westküste Mittel- und Südamerikas als eine einzige Reihe auf, so erreicht dieselbe eine Ausdehnung von fast 1000 Meilen. Die Linie, auf welcher die Vulkane zu einer Reihe angeordnet sind, hat entweder auf ihrer ganzen, oft sehr bedeutenden Ausdehnung einen geraden Verlauf, oder sie ist etwas gebogen. Die schon mehrmals erwähnte Vulkanreihe von Chile ist trotz ihrer großen Länge fast vollkommen geradlinig, ebenso die von Mexico. Als ausgezeichnete Beispiele bogenförmig gekrümmter Reihen können die Aleuten, Kurilen und die kleinen Antillen gelten. Eine auffällige Eigentümlichkeit dieser vulkanischen Inselschnuren ist es, dass sie stets die convexe Seite ihres Bogens dem offenen Meere, die Öffnung des Bogens dem Festlande zuwenden. Zuweilen laufen mehrere solcher Vulkanreihen parallel neben einander her (so zwei in der Auvergne, im Hochlande von Quito, im westlichen Teile von Java, drei hingegen in Kamtschatka), oder sie schneiden oder gabeln sich.

Das Gesetz der reihenförmigen Anordnung der Vulkane tritt nicht nur im Großen, wie an obigen Beispielen erläutert, hervor, sondern macht sich auch im Kleinen an der Gruppierung der parasitisch dem Hauptvulkankegelaufsitzenden Nebenkegel geltend, welche ebenfalls häufig in geradliniger Richtung an einander gereiht sind (Fig. 28). Ebenso wie diese auf Rissen

Fig. 28. Reihenformige Anordnung der Kratere des Laki auf Island. Nach *Helland*.
Auf einer den Laki durchziehenden Spalte sind 34 größere und etwa 60 kleine Kegel und Kratere aufgesetzt. Länge dieser Reihe = 21 km.



des Hauptvulkanes zur Ausbildung gelangt sind, so ist auch die gesetzmäßige Anordnung der großen Reihenvulkane durch Spalten und Brüche in der Erdkruste bedingt, deren offene Stellen die eigentlichen Eruptionscanäle der Vulkane bilden. Mit dieser Deutung und dem Umstande, dass die Vulkanreihen zum größten Teile auf die Steilküsten der Continente beschränkt sind und mit diesen im allgemeinen parallel laufen, stimmen auch unsere Ansichten über die Entstehungsweise der Continente überein, welche als gehobene oder stehen gebliebene Schollen der geborstenen Erdkruste aufzufassen sind, und deren Lostrennung von den Senkungs- und Bruchfeldern, also dem jetzt submarinen Areale, eine Spaltenbildung vorausgegangen sein muss, welche vulkanischem Material den Weg bahnte. So ist denn das größte der Senkungsfelder der Erdkruste, dasjenige des pacifischen Oceans, von einem fast ununterbrochenen Kranze von Vulkanen umrahmt, welche sich von Neuseeland über die Philippinen, Japan, Kurilen, Kamtschatka, Aleuten, die Westküste von Nord- und Südamerika entlang bis zu den Süd-Shetlands erstrecken. Ferner ist bereits an einer früheren Stelle (S. 12) hervorgehoben worden, dass die beiden großen Continentalmassen der Erde in fast rechtem Winkel auf ihre Längsrichtung durch tiefe Buchten und Wasserstraßen in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt werden. Dass diese Trennung keine oberflächliche ist, sondern ebenfalls auf Zerspaltungen und Brüchen der Erdkruste beruht, darauf deutet der Reichtum jener Districte an Vulkanen hin: die Bucht zwischen Nord- und Südamerika mit den kleinen Antillen, die mexicanische von O nach W laufende Vulkanreihe in der Fortsetzung dieser Trennungskluft, — das Mittelländische Meer mit den Vulkangebieten der liparischen Inseln, Siciliens, der apenninischen Halbinsel, der griechischen Inseln und Kleinasiens, — das Rote Meer mit seinen Vulkaninseln und Küstenvulkanen, — die Grenzklüfte zwischen dem asiatischen und australischen Continente mit Java, Celebes u. s. w.

§ 10. Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer. Eine bedeutsame Erscheinung ist die Abhängigkeit der wesentlich aus Auswürflingen aufgebauten Vulkane, also der Stratovulkane von der Nähe großer Wasserflächen, während die massigen Vulkane an solche durchaus nicht gebunden sind. Diese Thatsache ist eine wesentliche Stütze für die Ansicht, dass die Entstehung des zerspratzten

Materialen, sowie die Bauart der Stratovulkane durch den unterirdischen Zutritt von Wasser zu den emporsteigenden Laven bedingt sei. Die bei weitem meisten der existierenden Stratovulkane liegen deshalb auf Inseln, die anderen fast alle längs der Meeresküste und einige wenige in der Nähe großer Binnengewässer. Nur scheinbare Ausnahmen machen die im Inneren der Continente gelegenen erloschenen, z. T. nur sehr kleinen oder isolierten Vulkankegel der Eifel, der Auvergne, der Mandschurei und Centralafrikas — nur scheinbar, weil ihre Thätigkeit in Zeiten fällt, wo sich das Meer bis in ihre Nachbarschaft erstreckte oder Gewässer in ihrer Nähe vorhanden waren, deren Einsickern genügte, um das schüttige Material jener z. T. embryonalen Kegel zu erzeugen. Trotz solcher scheinbarer Ausnahmefälle ist die Regel, dass die geschichteten und unter diesen die thätigen Vulkane an die Nähe größerer Wasseransammlungen gebunden sind, eine wohlbegründete, denn von den etwa 150 Vulkanen, welche seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts Eruptionen gehabt haben, liegen 100 auf Inseln und von den übrigen die große Mehrzahl nahe der Meeresküste. Im Gegensatze hierzu beschränken sich die aus unzerspratzten Ergüssen hervorgegangenen massigen Vulkane nicht auf Küsten und Inseln, sondern sind von der Nähe des Meeres völlig unabhängig.

§ 11. **Erloschene (ruhende) und thätige Vulkane.** Nicht fortwährend und beständig entweichen aus dem Canale, um dessen Mündung sich die Vulkane aufgebaut haben, aus der Tiefe heraufsteigende glutflüssige, zerstäubte oder gasförmige Materialien, vielmehr sind die derartigen Eruptionerscheinungen durch größere oder geringere Pausen unterbrochen, während deren der Kratercanal vollständig verstopft ist, ja bei vielen, selbst den meisten der Vulkane hat, so lange menschliche Nachrichten zurückreichen, ein Ausbruch nicht stattgefunden. Man bezeichnete dieselben als erloschen im Gegensatz zu denen, von deren Eruptionsthätigkeit wir Kunde besitzen, den thätigen. Diese Unterscheidung ist schon deshalb eine sehr unsichere, weil die Zeitmaße, welche man hierbei in Anwendung bringen kann, in verschiedenen Gegenden sehr verschieden groß sind und in manchen Fällen nur wenige Jahrzehnte oder Jahrhunderte zurückreichen. Man hat denn auch viele Vulkankegel als erloschen betrachtet, bis um so furchtbarere Eruptionen den Namen zu Schanden machten. So erfolgte der Ausbruch des Vesuvs (79 n. Chr.); durch welchen Herculenum und Pompeji vernichtet wurden, nach der Ruhe vieler Jahrhunderte, während deren jener Vulkan als längst erloschen galt, und siebzehn Jahrhunderte (von 300 v. Chr. bis 1302 n. Chr.) vergingen zwischen zwei auf einander folgenden Eruptionen am Fuße des Epomeo, einer gewaltigen Vulkanruine auf der Insel Ischia.

Aber selbst in als erloschen betrachteten Vulkandistricten erlischt die vulkanische Thätigkeit nicht gänzlich. Heiße oder kohlensäurereiche Wasserquellen und Gasausströmungen sind die letzten unscheinbaren

Nachwirkungen der großartigen Ereignisse früherer Zeiten. So tritt in der Umgebung des Laacher Sees die Kohlensäure an unzähligen Punkten, bald als freies Gas (Mofetten), bald an Wasser gebunden als Sauerling zu Tage; besonders reichlich sind solche Exhalationen in dem tief eingeschnittenen Brohlthale vorhanden. Eine einzige natürliche Sauerquelle bei Burgbrohl führt der Atmosphäre in jedem Jahre gegen 120 000 cbm Kohlensäure zu. Eines der dortigen Bohrlöcher liefert täglich 2160, im Jahre über 788 000 cbm Kohlensäure (Heusler). Ganz ähnliches ist in dem Vulkandistricte der Eifel und des nördlichen Böhmens der Fall, — auch das Gebiet erloschener Vulkane in der Auvergne ist reich an Kohlensäure-Exhalationen, welche somit der letzte Act vulkanischer Thätigkeit sind.

§ 12. **Solfataren, Mofetten, Fumarolen.** Ausströmungsstellen von Schwefelwasserstoff, Schwefeldämpfen und schwefeliger Säure in erlöschenden Vulkangebieten nennt man **Solfataren**, solche von vorwaltendem, z. T. mit Gasen gemischtem Wasserdampf **Fumarolen** und solche von Kohlensäure **Mofetten**. Diese verschiedenartigen Exhalationen bezeichnen zugleich die einzelnen Stadien in dem allmählichen Ersterben der Vulkanthätigkeit.

Einen noch ziemlich intensiven Grad der letzteren repräsentieren die Solfataren. So ist die Solfatara bei Neapel ein alter Krater, dessen letzte Lavaeruption in das Jahr 1498 fällt. Aus zahlreichen Spalten und Rissen, und namentlich aus einer kluftartigen Höhlung auf seinem Grunde (der Bocca) dringt heißer Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure mit Wasserdampf gemischt hervor. Sie haben die trachytischen Kraterwände zu einem mulmigen und bröckeligen Grus zersetzt und stellenweise vollkommen gebleicht. An vielen Stellen, besonders rings um die Mündung des hauptsächlichen Exhalationsschlundes haben sich gelbe bis orangerote Incrustate von Schwefel, sowie solche von Gyps und Alaun gebildet. Die Insel Volcano, ferner Island, Java und Neuseeland haben ausgezeichnete Beispiele von Solfataren aufzuweisen. Auch die »Schwefelhöhlen« am Búdös in Ost-Siebenbürgen sind noch thätige Solfataren und zugleich Mofetten. Die Ablagerungen von Schwefel im Jungtertiär Siciliens (Girgenti), sowie diejenigen von Schwefel und Zinnober der Sulphur Bank in California verdanken Solfataren ihren Ursprung.

Von Wasserdampf-Fumarolen mögen an dieser Stelle z. B. diejenigen von Ischia Erwähnung finden. Dort dringen an zahlreichen Punkten, z. B. am Monte Tabor, aus den Spalten im Trachyte der alten Lavaströme heiße Wasserdämpfe hervor und werden zum Teil für Heilzwecke benutzt. Die Karapiti auf Nord-Neuseeland ist eine Dampfquelle, welche aus einem kraterähnlichen Loche unter lautem Brausen einen heißen Strahl von Wasserdampf entsendet. Die Zahl der z. T. mit großer Gewalt emporbrausenden Dampfquellen im Nationalpark am Yellowstone in Nordamerika wird auf mehr als 3000 geschätzt. Übrigens gehören die Wasserdampfwolken, die

aus den Krateren vieler ruhenden Vulkane emporsteigen, ferner die Dampfstrahlen, die aus zahlreichen Krateren und Vulkanwandungen hervorbrechen, unter diese Rubrik. Zu derartigen Fumarolen stehen die heißen Quellen, an denen fast alle vulkanischen Districte reich sind, in nächster Beziehung. Viele Fumarolen enthalten Schwefelwasserstoff, diejenigen von Sasso, Laderello in Toscana und von Volcano Borsäure beigemengt, welche sich als Sassolin an den benachbarten Gesteinswänden absetzt.

Das letzte Anzeichen verlöschender vulkanischer Thätigkeit bilden die Mofetten. Zu diesen gehört die vielgenannte Hundsgrotte in den phlegräischen Feldern bei Neapel, eine sich langsam nach der Tiefe senkende kluftartige Höhle im alten Krater von Agnano, in deren Tiefe sich eine dichte Schicht von Kohlensäure ansammelt. Die dortigen Führer pflegen die Existenz dieses Gases und seinen Einfluss auf brennende Gegenstände und auf das tierische Leben durch Experimente mit Fackeln und Hunden zu demonstrieren. Überhaupt aber gehören, wie schon oben berührt, Mofetten zu den verbreitetsten und gewöhnlichsten Erscheinungen in sehr alten vulkanischen Gebieten (Eifel, Laacher See, Wetterau, Auvergne, nördliches Böhmen) und stehen hier in innigster Verknüpfung mit Sauerquellen (Säuerlingen) und Mineralquellen (Eifel, Laacher See, Neuwied, Franzensbad, Marienbad, Karlsbad, Brüx, Bilin, Teplitz).

§ 43. Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe. Den Krateren der Vulkane, sowie den Spalten, welche in vulkanischen Gegenden den Erdboden durchziehen, entströmen, wie eben gezeigt, Kohlensäure, heiße Wasserdämpfe, Chlorwasserstoff, Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure. Namentlich ist es die Schwefelsäure, das Oxydationsproduct der beiden letztgenannten Gase, welche bei ihrer Einwirkung auf das Nebengestein rascher als Kohlensäure die Kieselsäure aus ihren Verbindungen austreibt und, mit den Basen sich vereinigend, zahlreichen neuen Substanzen Ursprung giebt. Im allgemeinen werden die Gesteine dadurch gebleicht, ihre dunkle, oft schwarze Farbe geht in eine zum Teil blendend weiße oder gelbliche über, ihre Festigkeit nimmt ab, sie werden porös, morsch und zerreiblich und verwandeln sich endlich in tuff- oder thonartige Massen, von welchen bisweilen die Krystalle der weniger leicht angreifbaren Mineralien in unzersetztem Zustande umschlossen werden. Besonders energisch und tiefeingreifend wirken derartige Zersetzungen dort, wo die Ausströmungen von gasartigen Substanzen durch zugleich mit hervorbrechende Wasserdämpfe oder heiße Quellen unterstützt werden. In großartigem Maßstabe geht diese Umwandlung an den Palagonittuffen verschiedener Localitäten Islands vor sich, wo diese durch zahlreiche, mit Gewalt aus den Gesteinsspalten des Palagonittuffbodens hervorbrausende Strahlen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdämpfen in abwechselnde Lagen von bunten und weißen Thonen

verwandelt werden. Ähnliches spielt sich auf Java, auf der Insel Volcano, in der Solfatara bei Neapel, am Pic von Teneriffa ab.

Als Neubildungen aus den sauren Wasserdämpfen und den aus dem Gestein extrahierten Stoffen setzen sich Hyalith, Alaun, Eisenvitriol und zumal Gyps ab. So vermag die anhaltende Einwirkung von Solfataren auf trachytische Gesteine dieselben zu Alaunstein zu zersetzen, wie es im Beregher Komitat in Ungarn, ferner in Tolfa geschehen. In den Schluchten des Yellowstone-Nationalparkes erkennt man, dass der dortige Lipariterguss streckenweise in seiner ganzen Mächtigkeit von 400 m durch die dortigen Solfataren und Fumarolen zu buntfarbigen kaolinischen Umwandlungsproducten zersetzt worden ist. Nicht selten gehen mit der Umwandlung der vulkanischen Tuffe in thonähnliche Massen Gypsbildungen Hand in Hand. Die zersetzte Tuffmasse wird dann von weißen, faserigen Gypstrümmern durchzogen, oder umfasst Schichten, Stöcke oder blätterige Krystallgruppen dieses Mineralen (Island, Lipari). Kommt Kalkstein in der Nähe von Solfataren oder von schwefelwasserstoffhaltigen Quellen vor, so wird die Kohlensäure desselben durch Schwefelsäure ersetzt und das Gestein zum Teil unter gleichzeitiger Ablagerung von Schwefel in Gyps umgewandelt. So ist an der Solfatara bei Neapel, am See Agnano und an der Grotte des S. Calogero auf Lipari aus Kalkstein der reinste Alabaster entstanden.

§ 14. **Die normale Thätigkeit der Vulkane.** Auch ein thätiger Vulkan befindet sich nicht fortwährend im Zustande der Aufregung, vielmehr stellt sich ein solcher nur von Zeit zu Zeit, nach längeren oder kürzeren Perioden der Ruhe als eine gewaltsame Unterbrechung der stetigen normalen Thätigkeit ein. Die letztere besteht in dem Auf- und Absteigen, in der wallenden Bewegung der glutflüssigen Lava innerhalb des Kraterschlundes, in dem ruhigen, zum Teil continuierlichen Ausfließen der Lava mancher Vulkane, in dem Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus Spalten des Vulkanes oder aus dem mit flüssiger Lava gefüllten Canale, und in letzterem Falle aus Schlackenauswürfen. Die gewöhnlichsten Merkmale stetiger vulkanischer Thätigkeit innerhalb der Vulkane sind die Exhalationen gasförmiger Producte. Das bei weitem vorwaltendste der letzteren ist Wasserdampf, der oft zischend und brausend aus allen Klüften und Spalten des Vulkanes hervorbricht und dann die aus dem letzteren aufsteigende Dampfsäule bildet, welche das weithin sichtbare Kennzeichen eines thätigen Vulkanes ist. Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Schwefelsäure, Schwefeldampf, Chlorwasserstoff, Kohlensäure, Wasserstoffgas und Borsäure sind die gewöhnlicheren Begleiter oder Stellvertreter des Wasserdampfes. Durch Entzündung des Wasserstoffes und Schwefelwasserstoffes entstehen Flammen (so nach Schmidt und Fouqué auf Santorin 1866 und 67, nach Baltzer auf Volcano 1873 u. a.). Aus der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes und aus der Sublimation des Schwefels gehen die grellfarbigen

Incrustate von Schwefel hervor, welche die Wände der Kratere und Spalten vieler Stratovulkane bedecken. In ähnlicher Weise kommen Sublimations- und Zersetzungsproducte von Chlorverbindungen (Kochsalz, Chlorcalcium, Chlormagnesium, Salmiak, Eisenchlorid, Eisenchlorür, Chlorkupfer, Chlorblei u. a.) als rindenartige Incrustationen vor. Aus ihnen gehen durch Einwirkung von Schwefelsäure wieder eine Anzahl schwefelsaurer Salze hervor, die dann wie jene die Kraterwände thätiger Vulkane auskleiden; hierher gehören vor allem Glaubersalz, Bittersalz, Gyps und Eisenvitriol. Auch Salmiak-Sublimationen sind nicht selten. Der Eisenglanz, welcher in glänzenden Schuppen und Krystallen die Lava erloschener und thätiger Vulkane bedeckt, ferner Magnetit, Tenorit, Kupferoxydul und Spinell sind die Zersetzungsproducte der Chloride mit Wasserdampf, wobei sich Salzsäure bildet. In ähnlicher Weise entstehen durch Sublimation: Quarz, Tridymit, Augit, Leucit, Hornblende, Glimmer, Sodalith, Granat, Sanidin, Sphen, Anorthit, Zirkon und andere Silicate *).

Steigen die oben genannten Gase und Dämpfe innerhalb der glutflüssigen Lavamassen, welche bei einigen Vulkanen den Canal und einen Teil des Kraters ausfüllen, empor, so werden sich die Erscheinungen des kochenden Wassers einstellen, über dessen Oberfläche Dampfblasen Wasserteilchen mehrere Fuß hoch emporreißen. Nur ist die Gewalt, mit welcher die durch die Lava sich drängenden Gas- und Dampfblasen explodieren, weit größer, so dass z. B. die dünnflüssige Lava, welche im Kilauea-Krater zuweilen einen See von 4 englischen Quadratmeilen Größe bildet, in 10 bis 12 m hohen Strahlen emporspritzt. Dabei wird die Lava durch die emporsteigenden und entweichenden Gase in feine Fäden ausgezogen, welche der Wind fortträgt, und welche die Eingeborenen »Haar der Göttin Pélé« nennen **). Bei zähflüssiger Lava, wo dem Entweichen der Dämpfe und Gase ein noch größerer Widerstand entgegengesetzt wird, wo sie sich demnach ansammeln müssen, um letzteren zu überwinden, ist die Gewalt der zur Oberfläche gelangenden explodierenden Gase so bedeutend, dass die noch weichen Schlackenfragmente bis zu Tausenden von Fuß hoch in die Luft geworfen werden können, auf ihrem Wege infolge rascher Rotation kugelige oder ellipsoidische Gestalt annehmen und als vulkanische Bomben rings um den Krater zurückfallen.

Mit der Entwicklung und dem Emporsteigen von Gasen und Dämpfen innerhalb des Kratercanals und der damit Hand in Hand gehenden Ausdehnung der Blasen, je mehr sie sich der Oberfläche nähern, steht das rhythmische Aufsteigen und Explodieren und das darauf folgende Zurücksinken der Lava im Kraterschlunde mancher Vulkane, so des Stromboli und

*) Siehe: J. Roth. Allgem. u. chem. Geologie. I. Berlin 1879. S. 412 u. f.

**) Dutton. Hawaiian Volcanoes. IV. Ann. Rep. U. St. geol. Survey 1884.

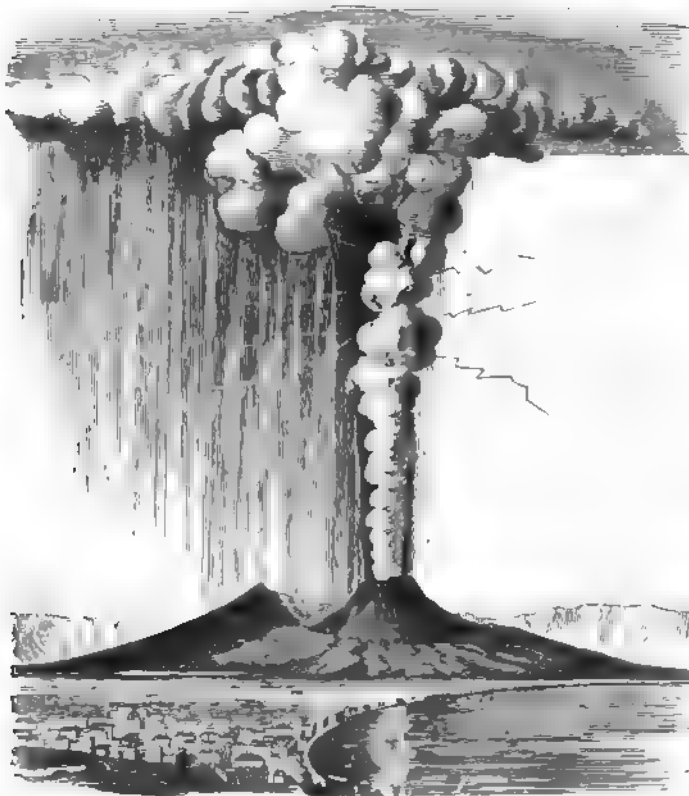
des Kilauea im Zusammenhang, eine Erscheinung, für welche in einem Probierröhrchen siedendes Wasser ein erläuterndes Analogon bietet. Wiederum ein Resultat des Emporwallens der Lava ist ihr Überkochen, infolgedessen sie sich an den niedrigen Stellen des Kraterrandes über denselben ergießt, wodurch schichtenartige Systeme von Lavalagen gebildet werden.

§ 15. **Zustand der Eruption der Vulkane.** Steigert sich die beschriebene normale Thätigkeit der Vulkane zu einem ungewöhnlichen Grade, ist namentlich die Gas- und Dampfentwicklung im Kratercanale eine besonders energische, so tritt der Vulkan in den Zustand der Eruption. Dann werden aus den von den emporsteigenden Dampfblasen in die Höhe geworfenen Auswürflingen den Himmel verdunkelnde Aschen- und Sandregen, die sonst ruhig über den Kraterrand rieselnde Lava bricht sich jetzt in verheerenden Strömen Bahn. Besonders furchtbar sind die Eruptionserscheinungen bei Vulkanen, deren Canal infolge langer Ruhepausen von erkaltender Lava verstopft ist (z. B. Ausbrüche des Vesuvs i. J. 79 und 1631), oder dann, wenn die Eruptionen sich als großartige Explosionen äußern, durch welche größere Teile alter vulkanischer Bauwerke in die Luft geblasen werden (Krakatau 1883, Tarawera auf Neuseeland 1886).

Anfänglich schwache, immer heftiger werdende Erhebungen des Bodens, dumpfes unterirdisches Rollen und Donnern, das Austrocknen der benachbarten Brunnen; das Versiegen der Quellen, das Schmelzen des Schnees, welcher manche Vulkangipfel bedeckt, sie sind die Vorläufer einer Eruption, deren Schrecken sie den Bewohnern der Umgegend ankündigen. Das Zittern der Erde steigert sich zum heftigen Schwanken, das Rollen wird zum furchtbaren Gebrüll und Getöse, krachend zerbricht der Kraterboden, Bruchstücke des letzteren und der Wandungen des Eruptionscanales, sowie glühende Lavabrocken (Bomben, Lapilli) werden umher geschleudert, blitzschnell erhebt sich eine schwarze Rauchwolke gen Himmel, die sich an ihrem oberen Ende ausbreitet (Pinie) und im Dunkel der Nacht die Glut der Lavamassen im Grunde des Kraters widerspiegelt, so dass sie wie eine Feuersäule erscheint. Diese Pinie besteht aus Gasen, Wasserdampf und feinen Teilchen vulkanischen Staubes und verdankt ihren Ursprung den mit enormer Gewalt sich empordrängenden Gasen und Dämpfen. Aus der Entfernung gesehen scheinen manche dieser Pinien aus zahllosen kugelig geballten Wolken von reinster weißer Farbe zu bestehen, welche durch fortgesetzte Explosionen im Kraterschlunde unter dem Drucke frischen Nachschubes emporgedrängt werden. Diese weiße Dampfsäule wird von einem dunklen Strahl aus Asche, Schlackenstücken und Bomben begleitet, aus welchem die größeren und schwereren Stücke sichtlich auf die Abhänge des Eruptionskegels zurückfallen, nachdem sie eine parabolische Curve beschrieben haben. Auch dieser Strahl von festem Eruptionsmateriale erreicht eine Höhe von oft meh-

reren tausend Metern, während die Dampfsäule noch höher emporsteigt. Nicht selten fahren lebhaftes Blitze aus den Rändern dieser Dampf- und Aschensäule. (Siehe Fig. 29.)

Bei den außerordentlich rasch auf einander folgenden stürmischen Gas- und Dampfexplosionen, welche sich stoßweise durch die glutflüssigen Lavamassen Bahn brechen, werden letztere in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehre abgeschossene Wasser, in außerordentlich zahlreiche Tröpfchen



Monte Somma. Vesuv.

Fig. 29. Ausbruch des Vesuvs im October 1822.

zerstiebt und erstarren zu einem meist glasigen oder bimssteinartigen Stein-
staub, den vulkanischen Aschen und Sanden (s. S. 409). Daher rührt
der Reichtum der letzteren an selbständiger oder von den Krystallen einge-
schlossener Glassubstanz, die abwechslungsvolle gegenseitige Umhüllung
der einzelnen Krystalle, die Unzahl der Gasporen innerhalb derselben; zu-
gleich aber deuten diese Erscheinungen darauf hin, dass diese Krystalle schon

als feste Körper aus dem Krater ausgeworfen sein müssen, so dass die Lavamasse, welche der Zerstäubung anheimfiel, einen Schmelzfluss darstellte, in welchem die Krystallausscheidung bereits begonnen hatte, z. T. sogar bereits weit fortgeschritten war. Bei ununterbrochener Aufeinanderfolge der Explosionen werden die dadurch producierten Aschen und Sande mehrere tausend Meter hoch in die Luft geblasen, wo sie sich gewöhnlich zu einer ausgedehnten Wolkenschicht ausbreiten und von den Winden viele Meilen weit weggeführt werden, um zum Teil in entfernten Ländern als verheerende Aschenregen niederzufallen. Vom Vesuv im Jahre 542 ausgeworfene Asche fiel in Konstantinopel und Tripolis; die Asche des Ätna wird oft bis nach Afrika getragen; bei dem Ausbruche des Askia auf Island am Ende März 1875 wurden vulkanische Aschen bis zur Küste Norwegens, ja bis in die Nähe von Stockholm, also 257 geogr. Meilen weit getragen. Bei der Eruption des Krakatau i. J. 1883 erreichten die Auswürflinge eine Höhe von 27 000 m und verbreiteten sich über einen Flächenraum von über 800 000 qkm. *) Besonders aber häufen sich die Aschen und Sande in der Umgegend und auf den Abhängen des sie producierenden Vulkanes zu erstaunlichen Massen an (Verschüttung von Herculenum und Pompeji). Beruht doch das Entstehen und das Wachstum der Vulkankegel auf der Anhäufung des vulkanischen Schuttes rings um den Eruptionscanal. Fallen die ausgeworfenen Lapilli, Sande und Aschen in das benachbarte Meer, so werden sie zu horizontalen Schichten ausgebreitet, welche weit ausgedehnte und mächtige Complexe bilden können und nicht selten die Überreste von Meeresbewohnern umfassen. Bimssteinmassen werden auf der See in weit entfernte Gegenden getrieben. Die Wasserdämpfe, welche in so enormer Menge von den Vulkanen ausgestoßen werden, verdichten sich, sobald sie in höhere, kältere Niveaus der Atmosphäre gelangen, zu Wolken, die sehr häufig stark elektrisch sind und sich unter Blitz und Donner als gewaltige Platzregen auf den Vulkan und dessen Abhänge ergießen, wo sie die dort angehäuften Aschen und Lavablöcke in Form von Schlammfluten mit sich fortführen. Diese Regen enthalten zuweilen (am Ätna, August 1852) Schwefelsäure und schwärzen und verbrennen dann die Vegetation der benachbarten Landstriche. Zu den Wassern der herabstürzenden Regen gesellen sich nicht selten Wasserströme, welche von der Entleerung von Kraterseen und unterirdischen Wasserbehältern, sowie von der Schmelzung von Schneemassen auf dem Gipfel der Vulkane herrühren.

Die nächste Folge der Thätigkeit der Vulkane ist die Vergrößerung ihrer Kegel, dadurch dass sich ihre Auswurfsproducte rings um den Krater anhäufen und so zur ersten Entstehung und zum späteren Wachstume des

*) R. D. M. Verbeek. Krakatau. Batavia 1884. u. 85. — Ausführl. Ref. im N. Jahrb. 1885. I. S. 52 u. 1886 I. S. 276.

Vulkanberges beitragen. So erfolgte die Bildung der fast 300 m hohen **Monti rossi**, eines parasitischen Doppelkegels des Ätna, im Jahre 1669 durch einen drei Monate andauernden Schlackenauswurf. Enorm muss die Menge der bei dieser Eruption emporgeschleuderten Aschen und Sande gewesen sein, denn sie haben bis auf eine Entfernung von nahezu einer halben Meile um die **Monti rossi** fast alle Unebenheiten des Bodens ausgeglichen. Bei dem Ausbruche des Ätna am 29. August des Jahres 1874 öffnete sich an seinem Nordabhang eine Spalte von etwa 5 Kilometer Länge und einer Maximalbreite von 50 bis 60 m. Auf ihr bildeten sich im Verlaufe weniger Stunden außer einem Hauptkrater 35 kleinere Aufschüttungskegel, deren einer 25 m Höhe erreichte und von denen mancher einem Lavastrom zum Austritte diente. Man schätzt das während dieser sehr kurzen Eruption an die Erdoberfläche gelangte vulkanische Material auf etwa 1 354 000 cbm, — dasjenige der Krakatau-Eruption von 1883 auf 18 000 Millionen cbm. Überhaupt ist es eine der Mehrzahl der Vulkane und zwar allen denen vom Typus des Vesuvus gemeinsame Erscheinung, dass die Masse der von ihnen ausgeworfenen Aschen und Sande außerordentlich vor den stromartig ausgeflossenen Laven vorwaltet. Ausnahmsweise werden Vulkanausbrüche von so gewaltigen Explosionen begleitet, dass die alten 7—800 m hohen Vulkanbauwerke fast vollkommen oder zum größeren Teile in die Luft gesprengt und vernichtet worden sind, so der Krakatau 1883, der Tarawera auf Neuseeland 1886, der Bandaisan in Japan 1888.

Bei der Eruption eines zweiten Typus der Stratovulkane (Kilauea auf Hawaii) hingegen machen sich fast keine explosiven Erscheinungen bemerklich; Aschen- und Sandauswürfe fehlen deshalb beinahe gänzlich, vielmehr steigt die Lava ruhig aus dem Eruptionsschlote in das weite, steilrandige Kraterbecken, hebt dessen Boden um 100—250 m, schmilzt denselben zugleich von unten ab und bildet dann einen flüssigen Lavasee, welcher sich durch großartige Ergüsse an der Flanke des Vulkans entleert, womit ein jedesmaliges Zurücksinken des Kraterbodens verknüpft ist.*)

§ 16. **Lavaströme.** Das vulkanische Getöse, die Erdbeben, die Aschenregen und Bombenauswürfe erreichen ihren Höhepunkt kurz vor dem Augenblicke, in welchem entweder aus dem Krater selbst, oder aus Spalten, welche am Abhange des Vulkanes aufgerissen werden, die Lava hervorbricht, um als Lavastrom den Berg hinab in die Umgebung zu fließen und dort nicht selten weit ausgedehnte Lavafelder zu bilden. Aus größeren Vulkanen erfolgen die Lavaeruptionen höchst selten oder nie aus dem eigentlichen Gipfelkrater, sondern aus Nebenkratern auf seitlichen Spalten, obwohl ersterer nicht ruhig bleibt, vielmehr Dampf- und Gasmassen, sowie

*) J. D. Dana. Amer. Journ. of Science XXXIII. S. 433; XXXIV. S. 84 u. 349 XXXV. S. 45, 243 u. 282; XXXVI. S. 44, 84, 167.

Aschen, Sanden und Bomben zum Auswege dient. Den Gesetzen der Schwere folgend, fließt die Lava die Bergabhänge hinab, breitet sich auf flachen Ebenen seeartig aus, füllt alle Vertiefungen, die sie auf ihrer Bahn antrifft, aus, staut sich an ihr den Weg versperrenden Hindernissen auf, stürzt sich ähnlich wie ein Wasserfall über diese hinweg (so über die Mauer von Catania im Jahre 1669), teilt sich in mehrere Arme, welche die

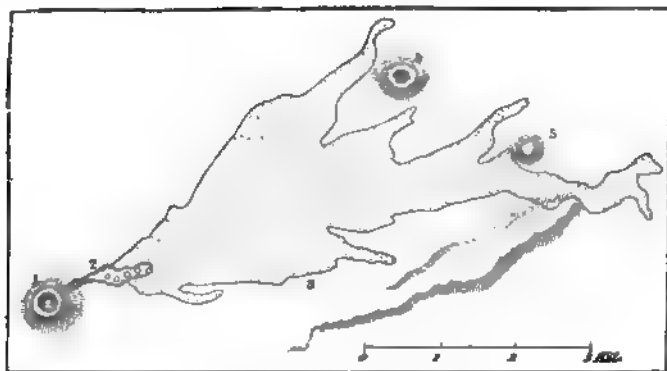


Fig. 30. Lavaström des Jahres 1865 am Ätna.

1 = Monte Prunento; 2 = Spalte mit Krateröffnungen; 3 = Wald von Corritto; 4 = Monte Orisimo; 5 = Monte Stornello; südlich von letzterem eine 50 m hohe Cascade des Lavaströmes.

Hindernisse umfließen und sich dann wieder vereinigen können. Die Geschwindigkeit, mit welcher sich ein solcher Strom bewegt, ist von dem Flüssigkeitsgrade der Lava, von der Menge der nachdrängenden Lavamasse und von der Neigung und Beschaffenheit des Untergrundes abhängig.

Manche besonders dünnflüssige Ströme schossen steile Abhänge mit der Schnelligkeit des Windes hinab, bei anderen ist deren Bewegung kaum merklich und beträgt nur wenige Fuß innerhalb einer Stunde.



Fig. 31. Schlackenschornstein auf einem Lavaströme des Vezuvs im Juni 1891. Nach F. Eiseid.

Die in dem vulkanischen Magma enthaltenen Gase und Dämpfe, hauptsächlich Wasserdampf, entweichen anfänglich auf der gesamten Oberfläche der Lavaströme und hüllen diese in dichte Wolken ein. Später, bei beginnender Erstarrung der Oberfläche bilden sich Fumarolen und bis mehrere Meter hohe, steile Schlackenschornsteine (Fig. 34), denen die flüchtigen Bestandteile des Lavamagmas entströmen und deren Um-

gebung mit ihren Sublimationsproducten bedecken und bunt färben. Die Beschaffenheit dieser Exhalationen ändert sich in gleichem Schritte mit der sinkenden Temperatur der erstarrenden Lava. Zuerst, bei mehr als 500° C.,

entweichen Chlorverbindungen und zwar namentlich Chlornatrium, — bei 300—400° Wasserdampf mit Chlorwasserstoff und schwefeliger Säure, — bei größerer Abkühlung Wasserdampf mit Schwefelwasserstoff und schließlich mit Kohlensäure und wenig Schwefelwasserstoff. Die sich entwickelnden Dämpfe und Gase bilden in der festwerdenden Lava Blasenräume und bedingen so die poröse, blasige oder cavernöse Structur, welche die Lavaströme nahe ihrer Oberfläche zu zeigen pflegen.

Die Oberfläche eines Lavastromes erkaltet ziemlich rasch zu einer schlackenartigen Rinde, die ein so schlechter Wärmeleiter ist, dass man sie betreten kann, während durch ihre Zwischenräume und Spalten die noch glühend flüssige Lavamasse sichtbar ist. Steigert sich im Verlauf der Eruption die Menge der nachdringenden Lava, so zerreißt sie den Schlackenpanzer in lauter Schollen, bricht zwischen diesen aufs neue hervor und bildet kleine parasitische Ströme. Die Oberfläche der Lavaströme kann sehr verschiedenartige Gestaltung haben (Fig. 32), bald eine wulstig-

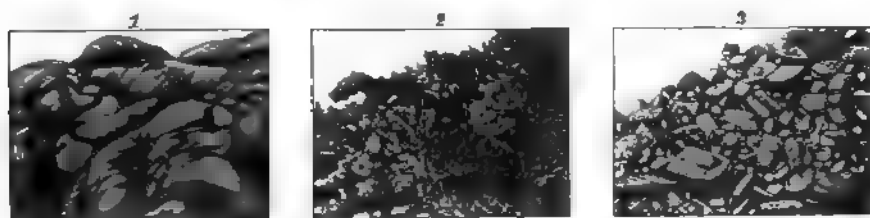


Fig. 32. Oberfläche von Lavaströmen des Vesuv. (F. Eissold.)
1 wulstige Fladenlava, 2 spratzige Lava; 3 Blocklava.

runzelige, ähnlich wie die mancher unserer Hochofenschlacken (Fladenlava), bald eine außerordentlich zackig-zerrissene (spratzige), wie im Aufkochen und in die Höhe Spritzen erstarrt, bald kann sie lose blockartig (Block- oder Schollenlava) sein, so dass der Lavastrom wie ein gewaltiger Haufen klein geschlagener Gesteinsstücke aussieht, und endlich können Lavaströme aus zu mehlartigen Fragmenten zerfallenem Lavamateriale bestehen, ein eigentümlicher Zustand, in welchen manche Laven während der Erkaltung durch Decrepitation übergehen (Heim).

Sehr verschieden ist auch die Zeitdauer, während deren sich ein Lavaström überhaupt im Zustande der Fortbewegung befinden kann, und die in einzelnen Fällen zwei Jahre übertrifft. Dahingegen sind Lavaströme sehr häufig bis 20, 30, ja 40 Jahre nach ihrem Ausbruche im Innern noch glühend oder zeigen wenigstens eine sehr bedeutende Wärme, während ihre Oberfläche längst die Temperatur der Atmosphäre angenommen hat und mit Flechten bewachsen sein mag. Es beruht dies einerseits darauf, dass die ausgestrahlte Wärme teilweise durch die bei der Krystallisation der erstarrenden Lava frei werdende Wärme ersetzt wird, anderseits auf

der außerordentlich geringen Wärmeleitungsfähigkeit der erstarrten Lava, welche bereits die noch fließenden Lavaströme wie mit einem Panzer bedeckt, innerhalb dessen die Fortbewegung der glutflüssigen Masse stattfindet, und der sich in gleichem Schritte mit dem Fortschreiten des Stromes verlängert. In Folge dieses raschen Erstarrens der Außenfläche der Lavaströme bereiten sich diese gewissermaßen eine aus Schlackenstücken gepflasterte Bahn, indem sich bei der wälzenden Vorwärtsbewegung des Stromes, wobei dessen unterer Teil langsamer vorwärts schreitet, als der obere, die Lavakruste des vorderen Stromendes auf den Boden legt, um so den eingeschlagenen Weg mit einer schlackigen Lavaschicht zu bedecken. Deshalb zeigt auch der Durchschnitt jedes Lavaströmes (siehe Fig. 33) eine obere Schlackendecke und eine untere Schlackengrundlage, zwischen beiden die feste, krystallinisch steinartige Lava.

Dieser Schlackenhülle wegen sind auch die Erscheinungen, welche sich ins Meer ergießende Laven bieten, nicht so furchtbar, wie man erwarten sollte, und daher ist es möglich, dass sich Lavaströme über Schneefelder ergießen, ohne diesen ihren Untergrund vollkommen wegzuschmelzen.



Fig. 33. Profil durch die Vesuvlava von 1872 zwischen San Sebastiano und Massa di Somma.

a Schlackenkruste; *b* steinartige Lava mit viel Olivin; *c* Schlackengrundlage; *d* alte Somma-Tuffe. (H. Crd.)

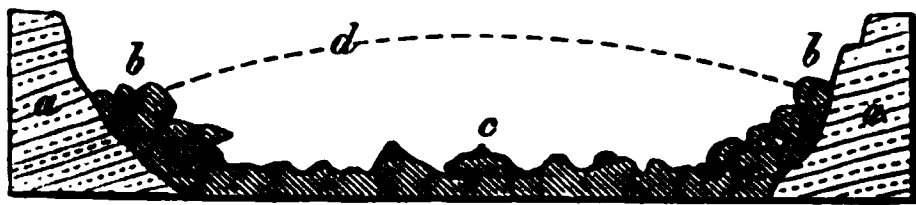


Fig. 34. Profil des Vesuvlavastromes von 1872 in dem Erosionsthale des alten Somma-Abhanges oberhalb Massa di Somma.

a Sommatuffe; *b* 5 bis 7 m in die Höhe ragende Lavaränder der Stromrinne; *c* Block- und Schlackenlava; *d* ursprüngliche Höhe des Lavastromes. (H. Crd.)

Schlackensäcke, wie die oben beschriebenen, bleiben zuweilen wie gewaltige, unregelmäßige schlauchartige Höhlen erhalten, nachdem die noch flüssige Lava längst weiter geströmt und frischer Zufluss nicht erfolgt ist, meist aber bricht dann die obere Wölbung derselben zusammen, so dass oben offene Rinnen oder Schlackencanäle entstehen (siehe Fig. 34). Die Quantität der Gesteinsmassen, welche durch Lavaströme der Erdoberfläche zugeführt werden, ist zum Teil ganz enorm. Auf der Südseite des Ätna ergoss sich im Jahre 1669 aus dem Doppelgipfel der Monti rossi ein ungeheurer Strom, dehnte sich in einer Breite von mehr als einer halben Meile aus, begrub und verbrannte vierzehn Städte und Dörfer und erreichte, nachdem er eine Strecke von $4\frac{1}{2}$ Meilen zurückgelegt, bei Catania als ein 12 m hoher, 500 bis 600 m breiter Wall das Meer. Von den zwei Lavaströmen des Skaptar Jökul auf Island vom Jahre 1783 erreichte der eine 80, der andere 45 km Länge bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 m. Auch der

Mt. Loa auf Hawaii entsandte 1885 einen Lavastrom von 72 km Länge, 6—7 km Breite und bis 80 m Dicke. Der Lavaausfluss des Vesuv, welcher 1891 begann, währte 3 Jahre und producierte nicht weniger als 36 Mill. cbm Lava und einen 130 m hohen Schlacken Hügel im Atrio.

Die petrographische Beschaffenheit der Laven selbst benachbarter Vulkane ist oft eine durchaus verschiedenartige. So lieferten gleichzeitig während der Jahre 1865 und 66 der Ätna solche von Feldspathasalt, der Vesuv von Leucitbasalt, die Vulkaninsel Santorin von Trachyt.

b) Die massigen Vulkane.

Vulkanische Kuppen und Decken

§ 17. Charakter der massigen Vulkane. Unter solchen versteht man glockenförmige Kegel, kuppenförmige Hügel oder domförmige Pics, sowie Decken eruptiven Ursprungs, deren Gesteinsmaterial ziemlich gleichartige petrographische Beschaffenheit und einheitliche Structur besitzt, denen ein Krater fehlt und deren ursprünglicher Eruptionscanal durch eine solide Gesteinsmasse vollkommen ausgefüllt und geschlossen ist. Hierher gehören die Liparit-, Trachyt-, Phonolith-, Basalt- und Andesit-Kegel, -Kuppen und -Dome aller Vulkangebenden der Erde und somit auch Deutschlands und des nördlichen Böhmens. Als besonders charakteristisch und allgemein bekannt sind aus letzteren Gebieten beispielsweise zu nennen: unter den trachytischen Vulkankuppen diejenigen des Lohrberges, Drachensfels, Kühltbrunnen im Siebengebirge; unter den phonolithischen der glockenförmige Milleschauer, der spitzkegelförmige Kletschenberg, der zackige Felsen des Borzen bei Bilin, sämtlich im nördlichen Böhmen, der Heldburger Schlossberg bei Coburg, die Milseburg in der Rhön, die Kegel des

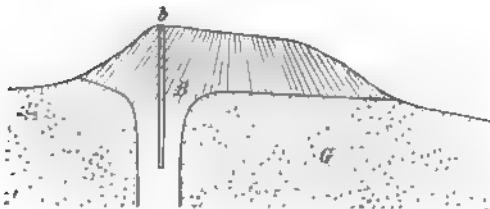


Fig. 35. Schlossberg von Stolpen i. S.
B = Basaltkuppe, 36 m hoch, auf Granit (G) aufgesetzt;
b = Schloßbrunnen, 81,3 m tief, im Basalt.



Fig. 36. Profil des Scheitberges bei Remagen.
a prismatisch abgesonderter Basalt;
b Basaltgrube und -haufwerk;
c devonischer Thonschiefer.

Hegau in Baden und der kleine, aber spitze Hartenfelser Kopf im Westerwalde; unter den Andesitkuppen die Wolkenburg und der Stenzelberg im Siebengebirge; unter den basaltischen Vulkankuppen die Hohe Acht, die Nürburg, der Hohe Kelberg in der Eifel, der schöne Kegel

des Karfenbühl bei Dettingen in der schwäbischen Alb, die Stoffelskuppe, die kuppenförmigen Kegel des Gebaherges und des Dolmar bei Meiningen, der Gleichberge bei Römhild, der blauen Kuppe bei Eschwege, des Löbauer Berges und des Schlosserges von Stolpen in Sachsen, der Landeskrona bei Görlitz u. v. a.

Bei manchen massigen Vulkanen ist die stielartige Ausfüllung ihres ursprünglichen Eruptionscanales sichtbar oder nachgewiesen, so diejenige der Basalkuppen des Druidensteines bei Kirchen unweit Siegen, des Schlosserges von Stolpen (Fig. 35) und der sich nach unten trichterförmig zusammenziehenden Doleritkuppe der Pflasterkaute im Thüringer Walde; ferner des Annaberges in Oberschlesien, des Weilberges im Siebengebirge, des Scheitsberges bei Remagen, des Perlenkopfes am Laacher See und des Meißners in Hessen.

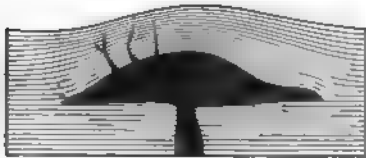


Fig. 37. Ein Lakkolith.

befindlichen Schichten emporgewölbt und sich hier zu unterirdischen Kuppeln, Lakkolithen, angestaut, von denen seitliche Intrusivlager und gangförmige Apophysen auslaufen und die erst durch spätere Erosion bloßgelegt werden (Fig. 37).

Nicht selten hat sich das zu oberflächlichen Quellkuppen aufgetürmte eruptive Gesteinsmaterial an seinen Rändern strom- oder deckenartig über die nächste Umgebung ausgebreitet, so dass mit den Vulkankegeln lavastromähnliche Ergüsse verknüpft sind (Phonolithausbreitungen an der Milseburg in der Rhön, bei Brüx in Böhmen). Diese Erscheinung vermittelt zugleich den Übergang der typischen Vulkankuppen zu der deckenartigen Modification derselben, d. h. zu den bis mehrere hundert Meter mächtigen und sich über viele Quadratmeilen ausdehnenden, ziemlich horizontal ausgebreiteten und zum Teil zu gewaltigen Complexen übereinander gelagerten Decken von vulkanischem Gesteinsmaterial. Dieselben stehen in engster genetischer Verknüpfung mit Tuffen und mit zahlreichen, den Untergrund durchsetzenden Gängen, welche als ausgefüllte Eruptionscanäle oder -spalten zu betrachten sind, aus welchen sich die glutflüssigen Gesteinsmassen ergossen und in ihrer Nachbarschaft ausbreiteten. Augenscheinlich war es demnach der Flüssigkeitsgrad des Eruptivmagmas, welcher es bedingte, dass sich letzteres entweder zu einem Kegel aufstaut oder nach den Seiten ausweichend ausbreitete. So wird z. B. die Küste der Kergueleninsel von einer großen Anzahl zusammen gegen 700 m mächtiger Basaltlager zusammengesetzt; ganz ähnliches ist am Snake River in Idaho, auf

den Faröer, vielen Inseln der Westküste Schottlands und auf Island der Fall. Das ein Areal von 40 □Meilen bedeckende Vogelsgebirge ist das bedeutendste derartige deutsche Vorkommen, unter denen übrigens die über hundert Meter mächtigen Basaltdecken des Habichtswaldes und des Meißners besonders instructiv sind. Auf dem Braunkohlen führenden Tertiärgebirge des Meißners (Fig. 38), welches rings an den Abhängen dieses Berges mit nur geringen Unterbrechungen zu Tage tritt und der Triasformation aufgelagert ist, hat sich eine mächtige Decke von Plagioklashasalten und -doleriten ausgebreitet, deren z. T. gangförmige, z. T. stielartige Eruptionscanäle durch den ausgedehnten dortigen Bergbau aufgeschlossen sind (Fig. 38b).

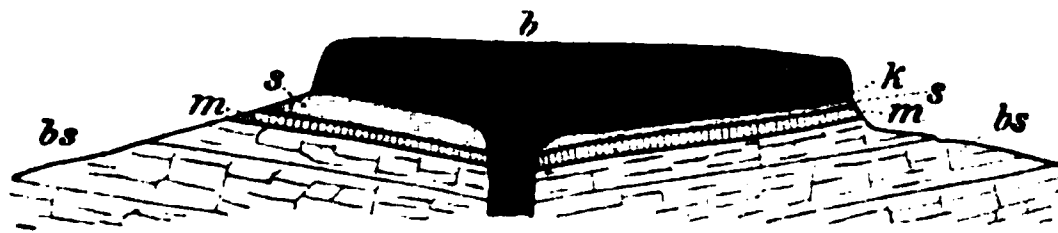


Fig. 38. Profil durch den westlichen Teil des Meißners. Nach Uthemann.

bs = Buntsandstein; — m = Muschelkalk; — s = Sande und Letten des Tertiär; — k = Braunkohlenflötz; — b = Basalt, nach oben in Dolerit übergehend.

Im Contacte mit diesen vulkanischen Gesteinsmassen ist die Braunkohle in Anthracit, Stangen- und Glanzkohle umgewandelt worden (siehe unter Contactmetamorphose).

Bei der Eruption der Gesteinsmasse solcher Vulkane wurde das glutflüssige Material zugleich in neugebildete oder bereits früher vorhandene Spalten gepresst. Auf diese Weise ausgefüllt, wurden dieselben zu den Basalt-, Phonolith- und Trachytgängen, welche in der Umgebung von Basalt-, Phonolith- und Trachytkegeln das Nebengestein, oft radiär, zu durchschwärmen pflegen (z. B. in den vulkanischen Districten von Nordböhmen und des Siebengebirges).

§ 18. **Structur der massigen Vulkane.** Höchst charakteristisch für die kegelförmigen, sowie für die deckenförmig ausgebreiteten vulkanischen Massenergüsse sind deren Structurverhältnisse, welche aus der Zusammenziehung des erkaltenden Magmas resultierten, und infolge davon, dass diese Erkaltung von den Grenzflächen der Gesteinsmasse ausging, sehr oft in einem ganz bestimmten Zusammenhange mit deren Lagerungsform stehen. Die Volumenverringerung des erstarrenden Eruptivmagmas bedingte nämlich zweierlei Absonderungsformen, einerseits eine bank- oder plattenartige, anderseits eine prismatische oder säulenförmige (vergl. Tekton. Geologie sub massige Gesteine). In der Anordnung dieser Platten und Säulen lässt sich sehr häufig ein bestimmtes Gesetz nachweisen, indem die Lage der Platten und Bänke der conischen oder glockenförmigen Gestalt der Vulkankuppe entspricht, die Säulen hingegen meist rechtwinkelig auf den Grenzflächen der betreffenden Gesteinsmasse stehen. Im ersteren Falle zerfallen die Berg-

kegel in lauter tutenartig oder glockenförmig über einander liegende Schalen, welche allseitig abfallen, auf dem Gipfel aber sich ziemlich flach legen. Diese der äußeren Form entsprechende Structur zeigt sich namentlich bei Phonolithkegeln, so besonders ausgezeichnet am Heldburger Schlossberge, am Hohentwiel und Hohenkrähen, am Milleschauer, am Teplitzer Schlossberge und an vielen anderen Kuppen Nordböhmens, sowie solchen des Velay, tritt aber auch bei Andesitkegeln, z. B. dem Puy de Sarcoui in der Auvergne auf. Andere massige Vulkane sind zwar plattensförmig oder bankartig abgesondert, doch äußert sich in der Richtung der Kluftflächen keine bestimmte Gesetzmäßigkeit, vielmehr verlaufen sie bald horizontal, bald wellig, bald ganz ordnungslos, wie es bei vielen Trachyt-, Andesit- und Liparitkegeln der Euganeen, Centralfrankreichs, der Ponza-Inseln und Islands der Fall ist. Stellt sich bei kegelförmigen massigen Vulkanen prismatische Absonderung ein, so zeigt sich nicht selten eine gesetzmäßige Anordnung der Gesteinssäulen, der zufolge die letzteren entweder büschelförmig nach außen divergieren, also vom Innern aus nach allen Punkten der Oberfläche hinlaufen, oder kegelförmig nach dem Gipfel zu convergierend gestellt sind. Bei vulkanischen Decken treten die dickplattige und die prismatische Absonderungsform sehr gewöhnlich vergesellschaftet auf, die Platten sind dann horizontal gelagert, so dass die Trennungsklüfte parallel der Oberfläche laufen, und bestehen aus lauter dicht an einander und rechtwinkelig auf den Ablösungsflächen stehenden Säulen. Es ist dies bei fast allen Basaltdecken, aber auch bei solchen von Andesit, Trachyt und Liparit der Fall. Dergleichen Structurverhältnisse beweisen, dass die massigen Vulkane

einer einzigen continuierlichen Masseneruption und einem Festwerdungsacte ihre Entstehung verdanken.

Sehr oft stehen jedoch auch diese massigen Vulkane mit Ablagerungen von Tuff und vulkanischem Schutt in Verband, deren Auswurf der Masseneruption von glutflüssigem Magma voraus- oder mit ihr Hand in Hand ging (siehe

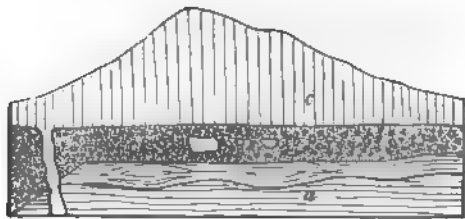


Fig. 39. Profil an der Prager Eisenbahn direct oberhalb Außig. (H. Ord.)
 a dünngeschichtete, lose Angitkrystalle führende Basalttuffe;
 b Basaltconglomerat mit runden, olivinreichen Bomben;
 c säulenförmig abgesonderte Basaltkuppe.

Fig. 39), deren Menge aber im Vergleiche mit den fast ausschließlich von Auswürflingen aufgebauten Stratovulkanen verschwindend klein ist.

§ 49. Entstehung der Vulkane. Es ist früher gezeigt worden, dass der charakteristische architektonische Aufbau der Schichtvulkane und die structurelle Beschaffenheit ihres Materiales wesentlich durch den Conflict zwischen sich aus dem Vulkanschlunde drängenden Gasen und Dämpfen

einerseits und der glutflüssigen Lava anderseits bedingt war, dass die Hauptmenge des Materiales der Stratovulkankegel ihre eigentümliche, lose, schuttartige Beschaffenheit den sich im Zustande der Thätigkeit des Vulkanes continuierlich wiederholenden Gas- und Dampfexplosionen verdankt. Ist also besonders reichliche Entwicklung von Gasen und Dämpfen die Bedingung zur Entstehung eines Schichtvulkanes um einen die Communication mit dem Erdinnern vermittelnden Canal, — so entstehen massige Vulkane bei ärmlicher Dampfentwicklung aus reichlich und ruhig quellender Lava. War letztere bereits ihrem Erstarrungspunkte nahe, wenn sie die Erdoberfläche erreicht, so staut sie sich, continuierlich und massenhaft empordringend, zu Hügeln und Kegeln, den sog. Domvulkanen oder Quellkuppen (Reyer) auf, war sie leichtflüssiger, so breitete sie sich zu vulkanischen Decken aus. Dass die einen sowohl wie die anderen das Product einer einzigen, ununterbrochenen Eruption sind, wird, außer durch die Gleichartigkeit des Gesteinsmaterialies, durch die Gesetzmäßigkeit bewiesen, welche die Absonderungsformen der ganzen Bergmasse beherrscht.

Dadurch, dass man die Basalt-, Trachyt- und Phonolithkegel als Massenvulkane erkannt und infolge davon den früheren, nur die Stratovulkane umfassenden Begriff eines Vulkanes erweitert hat, ist eine enge Verknüpfung zwischen den vor unseren Augen aus dem Erdinnern emporgelangten vulkanischen Producten der Jetztzeit und den Eruptivgebilden längst verflossener Perioden hergestellt; eine Porphyrkuppe, eine Melaphyrdecke des permischen Zeitalters, eine paläozoische Diabaseinlagerung ist mit Bezug auf die Art ihrer Entstehung nichts anderes als ein Trachytkegel oder eine Basaltdecke, sie sämtlich gingen aus vulkanischen Massenergüssen hervor, welche entweder von gar keinen oder von nur wenig bedeutenden Aschen- und Schuttauswürfen begleitet waren.

Die Ursachen der vulkanischen Eruptionen, also des Empordringens von glutflüssigem Materiale des Erdkernes, hat man dadurch zu erklären, dass infolge des fortdauernden Wärmeverlustes des Erdinnern durch Wärmeabgabe an die Erdkruste und von dieser an den Weltenraum eine wenn auch noch so geringe Contraction der Erdkruste stattfindet. Der hierdurch auf den von letzterer umschlossenen und von glutigem Materiale erfüllten Raum ausgeübte Druck presst Teile des glutflüssigen Gesteinsmagmas (vergl. S. 41) mit unwiderstehlicher Gewalt in die vorhandenen Spalten der Erdrinde, in welchen sie entweder zu Gängen erstarren oder auf welchen sie zur Erdoberfläche emporsteigen, wo sie sich zu Kuppen auftürmen, sich zu Decken ausbreiten oder in Strömen tieferen Punkten zufließen. Die weithin bemerkbaren und imposanten, die Gesteinseruptionen begleitenden oder einleitenden Phänomene (Erderzitterungen, Dampfpinien, Aschenregen, Bombenauswürfe) hingegen sind trotz ihrer Großartigkeit secundäre Erscheinungen, welche nach der Anschauung vieler Geologen dadurch resul-

tieren, dass Wasser auf Spalten und Klüften durch den Druck der ganzen darüber stehenden Wassersäule bis zu sehr großer Tiefe hinab gepresst wird. Hier kann es sich unter dem hohen Drucke nicht in Dampf verwandeln, sondern vereinigt sich mit der von unten empor gepressten glutflüssigen Schmelze zu einem Magma. Dieses explodiert, sobald es in die Nähe der Erdoberfläche gelangt, wo der belastende Druck geringer ist, und liefert einerseits Bomben, Lapilli und Aschen, anderseits Wasserdampf und Chlorwasserstoff, welcher letztere von der Zersetzung des im eingedrungenen Meerwasser enthaltenen Chlornatriums herrührt. Die tiefer liegenden Massen werden dadurch vom Drucke befreit, kochen auf, drängen empor und ergießen sich als Lava. Die gleichen explosiven Zerstäubungen werden aber auch schon durch directe Berührung von auf den nämlichen Spalten emporsteigenden Laven mit von oben eindringenden Wassern bewirkt werden, wie dies die furchtbaren Eruptionen des Krakatau und des Tarawera beweisen. Alle diese Vorgänge setzen also die Mitwirkung des von der Oberfläche nach der Tiefe dringenden Wassers und zwar namentlich des Meereswassers bei der Entstehung der Stratovulkane voraus. Als reinste und normalste Form vulkanischer Eruptionsgebilde sind deshalb die massigen Vulkankegel (Quellkuppen) und vulkanischen Decken zu betrachten, während die aus Tuffen, Aschen, Lapilli, Bomben und einzelnen Lavaströmen aufgebauten Stratovulkane ihre auffälligsten Eigenschaften, ihre Structur und ihre ganze Bauart wesentlich der Mitwirkung des Wassers verdanken. Daher erklärt sich auch die Erscheinung, dass die Stratovulkane meist auf die Nähe des Meeres und zwar namentlich auf die großen, die marinen Senkungs- und Bruchfelder begrenzenden Spaltenzüge beschränkt sind (s. S. 138), von wo die in die Tiefe reichenden Kluftsysteme mit Wasser gespeist werden, während die massigen Vulkane eine derartige Abhängigkeit nicht zeigen.

Die Eruptionen der Vulkane liefern aber nicht nur Wasserdampf und Chlorwasserstoff, die vom injicierten Meerwasser herrühren können, sondern auch noch schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Ammoniakgas, Stickstoff, namentlich aber ungeheure Mengen von Kohlensäure. Diese Stoffe können nicht aus den von oben infiltrierten Wassern stammen, entströmen vielmehr, ebenso wie vielleicht ein Teil des Wasserdampfes, direct dem glutigen Erdinnern, in welchem sie seit Ballung und Condensation des kosmischen Glutnebels zur glühend flüssigen Erdkugel absorbiert enthalten sind. Das Innere der letzteren repräsentiert nach der Anschauung Angelot's, Reyer's, Tschermak's u. A. noch heute ein Magma, welches von Gasen (Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, Chlor) durchtränkt und in welchem Schwefel und Kohlenstoff in erheblicher Menge enthalten sind. Bei der allmählichen und fortdauernden Erstarrung desselben werden diejenigen Stoffe ausgeschieden, welche bei Abnahme des Druckes

gasförmig werden konnten, und finden durch die Spalten der Erdrinde gemeinsam mit mehr oder weniger reichlicher Lava ihren Ausweg.*)

2. Heiße Quellen (Thermen).

Aus der Tiefe aufsteigende Quellen besitzen eine um so höhere Temperatur, je tieferen Regionen sie entstammen, eine Erscheinung, welche auf der Zunahme der Erdwärme in der Richtung nach dem glutigen Erdinnern zu beruht. Da diese Temperaturzunahme auf durchschnittlich je 33 m einen Grad Celsius beträgt, so muss demnach im allgemeinen solchen Quellen, welche ihren Zufluss aus einer Tiefe von mehr als 3300 m erhalten, Siedehitze innewohnen. Diese hohe Temperatur ist demzufolge als eine Äußerung des Vulkanismus aufzufassen. In der That ist das Hervorbrechen heißer Quellen vorzüglich auf vulkanische Gegenden beschränkt; fast sämtliche bekannte Vulkane werden von heißen Quellen begleitet, als deren extremste Form die Dampfquellen oder Fumarolen aufzufassen sind, — doch brechen erstere auch zuweilen weit entfernt von irgend einem anderen Zeichen vulkanischer Thätigkeit hervor. Von den bekannteren Thermen Mitteleuropas besitzt die Höllenquelle in Baden-Baden 86, die Schwertbadquelle in Burtseid 76, der Sprudel in Karlsbad 75, der Kochbrunnen in Wiesbaden 68, die Kaiserquelle in Aachen 55, die Badequelle in Ems 50, Teplitz 37, Gastein 48, der Sprudel in Nauheim 37, der Hohenzollern-Brunnen bei Hönningen a. Rh. 34° C.

Da heiße Wasser eine größere Lösungsfähigkeit besitzen als kalte, so beschweren sich die meisten heißen Quellen durch Auslaugung ihres Nebengesteines mit mineralischen Substanzen und sind dann zugleich Mineralquellen, welche sich nicht selten ihrer Last beim Erreichen der Erdoberfläche entledigen. Die gewöhnlichsten ihrer Bestandteile sind Carbonate, Sulfate oder Chlorverbindungen von Calcium, Magnesium oder Natrium, sowie Kieselsäure und Eisenoxydul, von welchen sich namentlich kohlensaure Kalkerde, Kieselsäure und Eisenoxydhydrat am Austrittspunkte der Quellen ausscheiden und zu oft ziemlich mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen Veranlassung geben. Die Bildung von Kieseltuff geht am großartigsten an den heißen Quellen Islands, Neu-Seelands und des Yellowstone-Nationalparks in Nordamerika vor sich. Auf Island stammt der Kieselsäuregehalt der dortigen Thermalwasser aus der Zersetzung des weit verbreiteten Palagonittuffes, im Nationalpark aus derjenigen des seinen gesamten Untergrund bildenden Liparites. Infolge der Verdunstung des heißen Quellwassers

*) E. Reyer. Physik der Eruptionen etc. Wien 1877. — G. Tschermak. Sitzber. d. k. Acad. d. Wiss. Wien. 1877. Märzheft. — A. Streng. Tscherm. min. u. petrogr. Mitt. 1878. S. 40. — W. Siemens. Monatsber. d. Berl. Acad. d. Wiss. 1878. Sept. u. Oct.

bleibt die bis dahin in kohlensauren Alkalien und als Hydrat gelöste Kieselsäure als Kieselsinter zurück und bildet um die Quellen herum Rinden und Stalaktiten, aus welchen sich bald flachere oder steilere Kegel, sowie von phantastischen Sintergebilden ausgekleidete Becken, bald vielgestaltige und weitausgedehnte, oft terrassenförmige Decken aufbauen. Viel rascher als dergleichen Kieselsätze gehen die Niederschläge von kohlensaurem Kalke und Eisenoxydhydrat aus kalk- und eisencarbonathaltigen heißen Quellen vor sich, wie z. B. die Ablagerungen von Sprudelstein und Pisolith aus den Karlsbader Thermen und die schnellen Incrustationen der in diese Quellen gelegten Gegenstände beweisen. Hochstetter hat berechnet, dass der Sprudel täglich 2880, jährlich über eine Million Pfund Kalksinter (Sprudelstein) liefern könnte. Das Karlsbader Wasser enthält außer kohlensaurem Kalke unter anderen auch etwas Fluorcalcium, und zwar einen Teil in 300 000 Teilen Wasser aufgelöst; diese anscheinend verschwindend kleine Menge summiert sich im Laufe eines Jahres zu etwa 12500 kg, welche den dortigen Gesteinen entzogen und in gelöstem Zustande an die Erdoberfläche geschafft werden. Außerdem fördern die Karlsbader heißen Quellen jährlich über 600 000 kg kohlensaures Natron und etwa 11 Mill. kg Glaubersalz, endlich sehr bedeutende Mengen von kohlensaurem Kalk und von Kochsalz zu Tage. Die heiße Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Croatien liefert jeden Tag 77 000 Eimer Wasser von 56° C., und dieses enthält an festen Bestandteilen, nämlich Schwefel, Kali, Natron, Eisen, Kalk-, Talk-, Thon- und Kieselerde soviel, dass sie seit Beginn der christlichen Zeitrechnung bereits gegen 4 000 Mill. kg dieser Mineralsubstanzen der Erdoberfläche zugeführt hat, welche einen Würfel von über 140 m Seitenlänge bilden würden.

Ganz besonderes Interesse erregen die intermittierenden heißen Springquellen oder Geysirs, aus welchen in mehr oder weniger regelmäßigen Zeitzwischenräumen Eruptionen von Wasser und Dampf stattfinden*). Die am längsten gekannte derselben ist der Geysir auf Island. Er liegt nordwestlich von der höchsten Spitze der Hekla inmitten einer Ebene am Fuße des Barnafell. Durch allmählichen Absatz der in seinem Wasser aufgelösten Kieselsäure hat sich derselbe rings um seine Ausmündung einen flachen Kegel von 4 m Höhe und gegen 40 m Durchmesser aufgebaut, in dessen Gipfel ein flaches Becken von 1,3 m Tiefe und 16—20 m Durchmesser eingesenkt ist. An der tiefsten Stelle des letzteren mündet ein 5 m weiter cylindrischer Canal, dessen Wände aus Kieselsinter bestehen und wie poliert erscheinen. Das Wasser, welches das Becken ausfüllt, ist gewöhnlich ruhig und zeigt 76 bis 89° C., während es innerhalb des Canales nach unten zu an Wärme zunimmt und in 32 m Tiefe über 130° C. besitzt,

*) Holmes a. Peale. Yellowstone National Park. XII. Ann. Rep. Geol. Survey of the Territ. Washington 1893. Mit vollständ. Zusammenstellung der Thermen-Litteratur.

würde also an dieser Stelle siedend und sich in Dampf verwandeln, wenn es nicht durch den Druck der auf ihm lastenden Wassersäule daran verhindert würde. Allein von Zeit zu Zeit, gewöhnlich alle 24 bis 30 Stunden, tritt eine äußerst heftige und großartige Wassereruption ein, welcher mehrere kleinere Eruptionen vorausgehen. Sie beginnen mit starkem unterirdischem Donner und Erschütterungen des Bodens, worauf das Wasser bis zum Rande des Beckens aufsteigt, aufkocht und hoch emporwallt, bis endlich eine mächtige Wassersäule in kurzen explosionsartigen Stößen und von Dampf- wolken eingehüllt, pfeilschnell bis 40, ja 60 m Höhe emporschießt, um nach einigen Minuten zurückzusinken. Die Ursache solcher Geysireruptionen ist nach Bunsen*) darin zu suchen, dass das Wasser am Boden der Röhre unter dem Drucke der auf ihm lastenden Wassersäule auf über 100° C. erhitzt werden kann, während sich dasselbe an ihrer Mündung bedeutend abkühlt. Sobald nun das in der Tiefe des Canales befindliche Wasser durch allmähliche Steigerung seiner Temperatur von Seiten fortwährend neu hinzuströmender überhitzter Wasser den der Druckhöhe entsprechenden Siedegrad erreicht hat, wird sich dasselbe in Dampf verwandeln. Dieser wirft das über dem Explosionspunkte befindliche Wasser der Röhre mit großer Vehemenz in die Luft. Die allmähliche Überhitzung der tieferen Schichten des sich in dem Geysircanale wieder ansammelnden Wassers beginnt nun von neuem, bis Dampfexplosionen neue Wassermassen in ein höheres Niveau des Canales treiben, wodurch sich die Eruptionerscheinungen wiederholen.

Eine zweite große intermittierende Springquelle Islands ist der Strokr, welcher, kaum 400 Schritte vom Geysir entfernt, in unregelmäßigen Zwischenpausen Eruptionen zeigt.

Auf Nord-Neu-Seeland sind in einem einzigen und zwar kleineren der dortigen Quellengebiete, dem bei Tokanu, auf dem Raume von 2 englischen Quadratmeilen über 500 Dampf- und heiße Quellen, gewaltige Sprudel, mit kochendem Wasser gefüllte Kessel, Kieselsinterkratere, welche sich periodisch füllen und leeren, thätig. Ferner sind im Thale des Waikato zahlreiche continuierliche und intermittierende Spring- und Dampfquellen concentrirt. Ein drittes Thermengebiet, dasjenige des Rotomahana wurde durch den gewaltsamen Ausbruch des Tarawera im Jahre 1886 (s. S. 147) zerstört. Die großartigste der dortigen intermittierenden Springquellen war die Tetarata. Hochstetter beschreibt sie wie folgt: Ihr Quellbassin ist 26 m lang, 20 m breit und bis an den Rand mit klarem, in der Mitte fortwährend mehrere Fuß hoch aufwallendem Wasser gefüllt, das in dem schneeweiß übersinterten Becken herrlich blau erscheint. Ungeheure

*) Annalen d. Chemie und Pharmac. 1847. LXII. S. 24. u. Poggend. Annal. 1847. S. 459. — Über die künstliche Nachahmung des Geysirphänomens siehe A. Andreae. N. Jahrb. 1893. II. S. 4.

Dampfwolken, die das Blau reflectieren, wirbeln auf. Am Abhange des Hügels, über welchen der Quellabfluss stattfindet, haben sich weiße, marmorartige Terrassen von Kieselsinter gebildet, einem plötzlich erstarrten, von Stufe zu Stufe sich stürzenden Wasserfalle vergleichbar. Jede dieser Terrassen hat einen kleinen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmalere, bald breitere Plattform, welche kleinere Wasserbecken vom schönsten Blau einschließt. Zuweilen und unvermutet wird die ganze Wassermasse des Haupthassins ausgeworfen, das 10 m tiefe Becken erscheint dann leer, füllt sich aber rasch wieder.

Das großartigste aller Thermalgebiete ist der Nationalpark am Yellowstone in den Rocky Mountains. Dieses von Bergketten umrahmte Plateau von durchschnittlich 2400 m Meereshöhe besteht aus einem 5—600 m mächtigen Massenergusse von Liparit, dem sich an fast unzähligen Stellen kochende Quellen und Dampfstrahlen entringen. Man kennt dort etwa 4000 heiße Quellen, darunter 84 Geysirs, und schätzt die Zahl der Fumarolen, zischenden Dampfstrahlen und brodelnden Schlammprudel auf ebenfalls 4000. Die sämtlichen Thermalwasser dieses Plateaus enthalten Kieselsäure in Lösung, welche sie der tiefgreifenden Zersetzung des sehr kieselsäurereichen Liparites verdanken. Dieselbe scheidet sich beim Verdampfen des Wassers, namentlich aber unter Mitwirkung von Algen, die selbst noch bei Temperaturen von 85° C. vegetieren, als Kieselsinter (Geyserit) ab und haben allmählich steile Kegel und flache Gewölbe mit Kraterkesseln oder wasserfallartige Terrassen und weite Sinterflächen in wechselvollster Mannigfaltigkeit aufgebaut. Nur eine einzige Gruppe von Thermen, die Mammutquellen, welche in der Tiefe cretaceische Kalksteine durchsetzen, enthalten kohlen-sauren Kalk in Lösung und haben diesen als einen weißen, gletscherähnlichen Travertinzug von 1,50 km Länge und 60 bis 80 m Dicke, den White Mountain, abgesetzt, auf dessen einzelnen Terrassen kreisrunde Wasserbecken kochen, deren Abflüsse an den Terrassenrändern eiszapfen- oder fransenartige Stalaktiten producieren. — Von den 84 Geysirs des Nationalparkes springt z. B. der Old Faithfull alle 65 Minuten 50 m hoch, der Beehive (Fig. 40, S. 164) alle 8 Stunden gegen 70 m hoch, — der Giant alle 6 Tage 85 m hoch, — der Riverside alle 8 Stunden 35 m hoch, — der Castle Geysir alle 30 Stunden 50 m hoch, — der Minute Man jede Minute 10 bis 15 m hoch.

Als Folgerung aus den letzten Abschnitten ergibt es sich, dass die Verbreitung der Vulkane und heißen Quellen auf der Erdoberfläche eine allgemeine, von den physikalischen Verhältnissen und der geognostischen Zusammensetzung der Erdoberfläche vollkommen unabhängige ist. Wir sehen Vulkane auf allen Continenten und in jedem Oceane, unter allen geographischen Breiten, nahe den Polen und unter dem Äquator, wir sehen sie auf Hochplateaus und Gebirgsrücken und unter dem Niveau des Meeres und endlich in ihrem Auftreten an keine Gesteinsformation gebunden, bald

auf dem ältesten Eruptivgesteine, bald auf dem jüngsten Schwemmlande aufsitzen. Aus dieser vollkommenen Unabhängigkeit des Auftretens der Vulkane von den Verhältnissen der Erdoberfläche ergibt sich, dass die Ursache ihrer Thätigkeit außerhalb des Bereiches dieser letzteren, also in tieferen Regionen des Erdballes zu suchen ist. Ferner beweist ihre

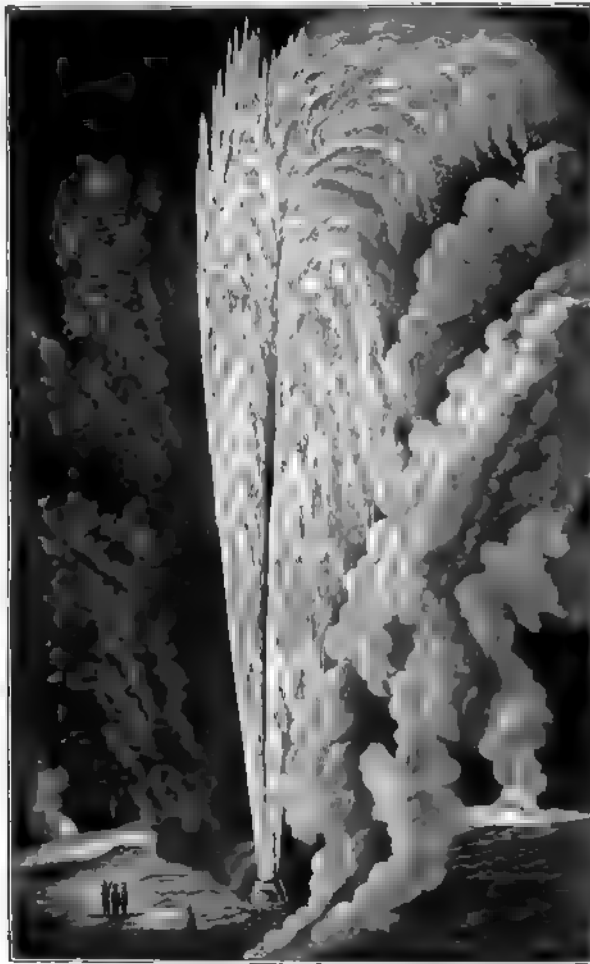


Fig. 40. Der Beshiva Geysir in Thätigkeit. Nach Holmes.
Höhe des Wasserstrahles gegen 70 m. (Siehe S. 160.)

allgemeine Verbreitung über alle Teile der Erde das Überallvorhandensein ihrer materiellen Ursache. Ganz Ähnliches lässt sich von den heißen Quellen sagen. Unter allen Zonen, auf Inseln und inmitten der Continente dringen sie aus der Tiefe. Die Gesamtheit dieser Umstände weist darauf hin, dass alle diese vulkanischen Erscheinungen nichts anderes sind, als Äußerungen der Glut des Erdinneren.

3. Säculare Hebungen und Senkungen des Bodens. (Verschiebungen der Strandlinie.)

§ 4. Säculare Hebungen und Senkungen. Anhaltspunkte für Constatierung derselben. Säculare, also außerordentlich langsame, in kürzeren Zeiträumen kaum nachweisbare Niveauveränderungen einzelner Schollen der Erdkruste können sich als Hebungen oder als Senkungen geltend machen und sind Erscheinungen, welchen der größte Einfluss auf die Entwicklungsgeschichte der Erdoberflächengestaltung zukommt. In Folge der Allgemeinheit dieser Schwankungen, aus Mangel an einem an der Bewegung des Festlandes unbetheiligten Beobachtungspunkte gehen jedoch diese Oscillationen an dem Bewohner des Binnenlandes unvermerkt vorüber und würden überhaupt schwer nachweisbar sein, wenn nicht der Meerespiegel einen Vergleichshorizont abgäbe, an welchem sich die Hebungen und Senkungen der Continente wahrnehmbar machen und messen lassen. Felsriffe und Sandbänke, welche früher von Wasser bedeckt waren, steigen empor, Küstenstriche wachsen an Breite in der Richtung nach dem Meere zu, einstige Hafenplätze werden landeinwärts geschoben, flache Meeresarme vollständig unfahrbar gemacht, Meeresbuchten zu Strandseen umgewandelt, Korallen- und Austernbänke trocken gelegt, Deltas tauchen aus den Flussmündungen hervor. Andere Ufer und mit ihnen Hochwälder und menschliche Bauten sinken allmählich unter den Spiegel des benachbarten Oceans, bis sich die Wasser über ihnen schließen.

Solche Hebungen und Senkungen äußern sich der Natur der Sache nach, ebenso wie dies bei Ebbe und Flut der Fall ist, am auffälligsten an flachen Ufern und würden an steilen, felsigen Gestaden spurlos vorübergehen, wenn das Meer nicht unverkennbare Merkzeichen überall da zurückließe, wo es einst gegen die Ufer gebrandet hat. Durch den Anprall der Wogen hat es die Felswände unterwaschen und die Klippen glatt gelect (Strandlinien), es hat Haufwerke von runden Kiesel, Sand und Thon aufgetürmt und Muschel- und Korallenbruchstücke, sowie Seetange zusammengeschwemmt (Strandterrassen), kurz jene eigenthümlichen Strandbildungen, welche den Ocean wie ein Saum umgürten, erzeugt. Hebt sich der Continent, so entzieht er diese Strandlinien und Strandterrassen dem Bereiche des Meeres, rückt sie landeinwärts und versetzt sie in die Höhe von Hunderten von Metern. Unterdessen wirft das Meer neue Strandbildungen auf, um dieselben eine nach der anderen einem gleichen Schicksale anheimfallen zu sehen. Anscheinend horizontal umsäumen sie dann die Abhänge der steilen Meeresküsten. Eine ähnliche Beweiskraft besitzen die Relictenseen. Sie stellen Tümpel des Meeres vor, welche in Vertiefungen eines durch Hebung trocken gelegten und dadurch zum Festlande umgewandelten Meeresgrundes

stehen blieben und allmählich mehr und mehr ausgestüßt wurden, ohne dabei ihrer ursprünglich marinen Fauna gänzlich verlustig zu gehen*).

§ 2. **Beispiele von Hebungen.** Am einleuchtendsten und zugleich am genauesten untersucht sind die durch Hebungen des Landes erzeugten Erscheinungen Skandinaviens**). Die Küsten dieses Landes befinden sich zum Teil noch jetzt im Zustande der säcularen Hebung, welche der Nachklang mehrerer Hebungsperioden ist, die sich in vorhistorischer, nämlich in spät- und postglacialer Zeit auf der skandinavischen Halbinsel abgespielt haben. An der norwegischen Küste finden sich die Beweise für diese Niveauveränderungen erhalten in Strandlinien, in Terrassen und in marinen Muschelthonbänken.

1. Die Strandlinien sind horizontale, durch den Wogenschlag in die z. T. bereits durch Glacialwirkung abgeschliffenen Felswände eingegrabene Wassermarken, welche namentlich aus der Entfernung, oder wenn sich auf ihnen Schnee conserviert hat, wie wegartige Felseinkerbungen erscheinen. Sehr häufig treten deren 2 oder 3, zuweilen aber 4 oder 5 über einander auf (Fig. 44). Lange Strecken der Meeresküste sind mit einem Kranze



Fig. 44. Doppelte Strandlinie bei Grøtnes (Insel Renø) mit den entsprechenden Terrassen an der Thalmündung in der Mitte des Profils. Nach Mohr.

solcher Strandlinien umgeben. Dieselben laufen jedoch nicht vollkommen horizontal, sondern steigen von den peripherischen Partien der Küstenregion in der Richtung nach dem Innern des Landes allmählich an, so dass sie in dem am tiefsten gegen letzteres eingebuchteten Trondhjem Fjord eine Meereshöhe von 445 und 462 m erreichen. Dieses Ansteigen der Strandlinien erfolgt jedoch nicht in gleichem, sondern in verschiedenem Maße, indem

*) Rud. Credner. Die Relicten-Seen. Ergheft. zu Peterm. geogr. Mitt. 1887.

**) Th. Kjerulf Die Geologie des südl. u. mittl. Norwegen. Deutsch v. Gurit. Bonn 1890. S. 4—28. — R. Lehmann. Über ehemalige Strandlinien in Norwegen. Halle 1879 u. Z. f. d. ges. Naturw. Halle 1884. — G. de Geer. Om Skandinaviens Nivoförändringar under Quartärperioden. Stockholm 1890. — A. M. Hansen. Strandlinje-Studier. Archiv f. Math. og Naturv. XIV. 1890 u. XV. 1891. — E. Brückner Schwankungen der Seen und Meere. Verh. d. IX. Deut. Geographentages. Berlin 1894. — R. Sieger. Strandverschiebungen in Skandinavien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1893.

sich die oberen rascher erheben als die unteren, wodurch deren gegenseitiger Abstand landeinwärts wächst. Mit diesen Strandlinien stehen 2. Terrassen in deutlichstem Zusammenhange, welche sich als Fortsetzungen der ersteren in den in die Fjords einmündenden Thälern finden. Es sind dem Thalboden aufgesetzte, oben ebene Stufen, die aus Schichten von Sand und Kies aufgebaut sind und deren steile Böschung thalabwärts gerichtet ist. Sie sind an der Mündung der Flüsse in die Fjords entstanden und tragen oft noch deutlich das Gepräge alter Deltabildungen an sich. Sie wiederholen sich innerhalb der Thäler in gewissen Abständen stufenweise zu mehreren (3—4) hinter einander. Die höchste derselben, also die höchste Meeresstufe, liegt bei Kristiania und Trondhjem in etwa 200, bei Bergen in etwa 150, im Nordfjord und Fördefjord in etwa 75 m Meereshöhe. An den Fuß dieser Terrassen schließen sich 3. Sand- und Thonablagerungen mit marinen Resten und Muschelbänke an. Die höchst gelegenen, also ältesten derselben enthalten eine Fauna mit viel arktischerem Habitus als die tieferen, also späteren Ablagerungen an der jeweiligen Meeresküste und weisen ähnlich wie gewisse Terrassen auf eine Hebung von mehr als 200 m hin.

In directem Anschlusse an die Hebungserscheinungen Norwegens stehen diejenigen Schwedens. Auch hier finden sich die höchsten Strandlinien und marinen Ablagerungen in dem centralen Teile des Landes, nämlich 260—270 m über dem Meere, um sich in der Richtung nach S bis zum Niveau der Ostsee herabzusenken.

Nach den in Skandinavien gemachten Beobachtungen steht somit fest, dass diese Halbinsel in spätglacialer und postglacialer Zeit Hebungen erfahren hat, welche sich in ungleichem Maße, nämlich nach dem Inneren des Landes zu in höherem Grade geltend machten, als in dessen peripherischen Teilen, und sich zugleich nicht stetig, sondern in Intervallen vollzogen haben. Diese, wenn auch abgeschwächte Hebung scheint auch heute noch im mittleren und nördlichen Teile Schwedens anzuhalten, beträgt z. B. an der Küste zwischen Stockholm und Gefle nach den an eingehauenen Wassermarken angestellten Beobachtungen im Zeitraume eines Jahrhunderts bis zu 4,36 m, und hat sich bei Stockholm nach den dortigen Pegelaufzeichnungen während der Jahre 1827—75 auf 49 cm belaufen (Brückner).

Ganz ähnliche Anzeichen von stattgehabten, durch Stillstände unterbrochenen Hebungen hat auch Schottland aufzuweisen und zwar namentlich in Gestalt ausgedehnter und zum Teil mehrere Kilometer breiter Meeresterrassen (raised-beaches), welche die Gestade umsäumen. Dieselben bestehen aus Kies, Sand, Lehm und Thon und sind oft reich an marinen Resten. Die niedrigste, also jüngste und deshalb best erhaltene dieser Terrassen nimmt seewärts ein Niveau von 8—10 m über dem Meere ein (daher »30 feet-beach«), erreicht 1—2 Miles Breite und trägt die meisten

Hafenstädte der Ostküste Schottlands, steigt aber landeinwärts bis zu 45 oder 48 m an und geht hier in alte, sich ins Gebirge ziehende Fluss-terrassen über. Sie enthält Reste einer Fauna, welche mit der jetzigen der benachbarten Meere übereinstimmt, und hat außerdem mannigfaltige Producte menschlicher Thätigkeit geliefert, so namentlich zahlreiche alte Kähne (Canoes) und vereinzelte Steinbeile. Die nächste höhere Meeresterrasse besitzt 45—46 m, die höchste und älteste dieser Ablagerungen eine Meereshöhe von einigen 30 Metern (daher 400 feet-terrace) und führt die Reste einer arktischen Molluskenfauna, so z. B. von *Leda arctica* und *Pecten grönlandicus*.

Außer in den oben erwähnten Landstrichen haben sich im Laufe der jüngsten Zeiten stattgehabte säculare Hebungen namentlich an folgenden Küsten constatieren lassen: an denen von Finnland, an denjenigen des westlichen Mittelmeerbeckens, Siciliens, an der Landenge von Suez und den Küsten des roten Meeres, Ceylons und Hinterindiens, an der Ostküste Neu-seelands, am südlichen Teile der Ostküste von Asien, an der Westküste von Südamerika, ebenso an derjenigen von Central- und Nordamerika, sowie von Grönland, von Spitzbergen und an der sibirischen Eismeerküste, ferner in der Umgebung der großen Binnenseen Nordamerikas (mit schrägen und convergierenden Terrassen).

Eine gewisse Berühmtheit als Beweismittel für abwechselnde Senkungen und Hebungen des Bodens hat der Serapis-Tempel bei Puzzuoli unweit Neapel erlangt (Fig. 42). In den dicht an der Meeresküste gelegenen Ruinen desselben befinden sich noch drei 12,3 m hohe, aus je einem Stücke gearbeitete Marmorsäulen, welche nach Wegräumung des sie umgebenden vulkanischen Sandes jetzt frei dastehen. Die Oberfläche ihres untersten Teiles ist bis zu 2,5 m Höhe glatt und unverletzt, dann aber innerhalb einer 3,4 m hohen Zone von zahlreichen Löchern von *Lithodomus lithophagus* durchbohrt, in welchen die Schalen dieser Bohrmuschel häufig noch erhalten sind. Die obere Partie der Säulen ist wiederum völlig unverletzt. Aus diesen Thatsachen ergiebt es sich, dass sich der Landstrich mit dem Serapis-Tempel infolge einer mit Erdbeben und Aschenregen verbundenen vulkanischen Eruption um wenigstens 6 m gesenkt hat. In diesem Niveau verblieb der Tempel längere Zeit, während welcher die Bohrmuscheln ihren Wohnsitz in dem Teile der Säulen aufschlugen, welcher zwischen der 2,5 m hohen Decke von vulkanischem Sande und dem Wasserspiegel lag. Erst später erfolgte wiederum eine Hebung, infolge



Fig. 42. Ruinen des Serapis-Tempels.

deren der Tempel sein heutiges Niveau erhielt. Gegenwärtig aber sinkt derselbe von neuem, und zwar um 2 cm im Jahre.

§ 3. Beispiele von Senkungen. Es liegt in der Natur dieses Vorganges, dass Senkungen von Küstenstrichen weit schwieriger nachweisbar sind, als Hebungen, bei welchen letzteren die Merkmale früherer Meeresbedeckung durch Trockenlegung sichtbar gemacht werden, während bei Senkungen diejenigen Gegenstände, die als Anhaltspunkte dienen könnten, unter dem Wasserspiegel verschwinden. Als Kennzeichen von Senkungen sind zu betrachten: unter das Meer gesunkene Torfmoore, Wälder und Gebäude, — vom Meer überspülte Straßenpflaster von Küstenorten, sowie Landverlust an der Küste, soweit diese nicht auf locale Rutschung des Gestades zurückzuführen sind, — ferner submarine Fortsetzungen von Flusstälern als untermeerische Rinnen und Furchen, — Trichtermündungen von Flüssen, — endlich im Oceane die Koralleninseln.

An zahlreichen Punkten, so an der kurischen Nehrung, an der Küste Englands, der Normandie, der Bretagne, New-Jerseys und Nordcarolinas sind submarine, also unter die Oberfläche des Meeres gesunkene Wälder bekannt; ebenso werden in Küstengebieten durch Brunnengrabungen und tiefe Erdanschnitte Torflager, Culturschichten und alte Waldböden unterhalb des Meeresniveaus angetroffen, — beides Erscheinungen, welche für Senkungen jener Landstriche sprechen, die vor verhältnismäßig erst kurzer Zeit stattfanden. Wie die gesamte deutsche Ostseeküste, so befindet sich auch die Küste der Nordsee im Zustande säcularer Senkung, ein Teil Hollands, und zwar ein Areal von 268 QM., liegt bereits unter dem Niveau des Meeres, dessen Eindringen nur durch künstliche Bauten abgehalten wird; das Areal des Zuider-Sees wurde erst vor fünf Jahrhunderten von den Fluten bedeckt, und eine große Zahl der Küsteninseln zwischen Texel und Elbe und an der Westküste Schleswigs sind während unserer Zeitrechnung verschwunden oder haben bedeutend an Größe verloren*). Auch die Südhälfte der Ostküste Nordamerikas mit ihren vorgeschobenen, alte Uferlinien bezeichnenden Inseln, mit ihren versunkenen Wäldern, untermeerischen Fortsetzungen der Stromrinnen und trichterförmigen Flussmündungen ist in Senkung begriffen. Ebenso sinkt die Südspitze Grönlands langsam unter das Meer, so dass die Pfähle, an welche die eingewanderten Europäer ihre Kähne zu befestigen pflegten, bereits unter dem Wasser verschwunden sind und die Ruinen verlassener Gebäude von ihm überflutet werden.

Gerade so wie das massenhafte Vorkommen von Seetierresten in bedeutend höheren Niveaus, als jene gelebt haben können, ein untrügliches Beweismittel für Hebungen von Landstrichen abgibt, so wird auf der anderen Seite durch das massenhafte Auftreten von Producten organischer

*) Arends. Physische Geschichte der Nordseeküste etc. Emden 1833.

Thätigkeit unterhalb der Lebenssphäre ihrer Erzeuger eine Senkung des Bodens bewiesen. Von dieser Thatsache ausgehend, glaubt man den Aufbau der Koralleninseln z. B. des stillen Oceans mit der Thatsache in ursächlichen Zusammenhang bringen zu dürfen, dass der Grund dieses von mit Vulkanen besetzten Spaltenzügen umgrenzten Meeres sich seit langen Zeiträumen im Zustande säcularer Senkung befinde. Hierbei stützt man sich auf eine von Darwin und Dana wie folgt begründete Theorie (Litteratur siehe sub Dynam. Geol., Bauten d. Riffkorallen). Die Korallentierchen, die bei dem Aufbau der Koralleninseln thätig waren, sind Seichtwasserbewohner und können nur bis zu einer Tiefe von 60 m unter dem Wasserspiegel leben. Trotzdem besteht das Material derartiger Inseln bis zu viel größerer Tiefe ausschließlich aus abgestorbenen Korallen. Diese müssen demnach durch Senkung aus der ihnen zum Leben angewiesenen obersten Meereszone allmählich in jene Tiefe gelangt sein. Ein solcher Vorgang zwang die

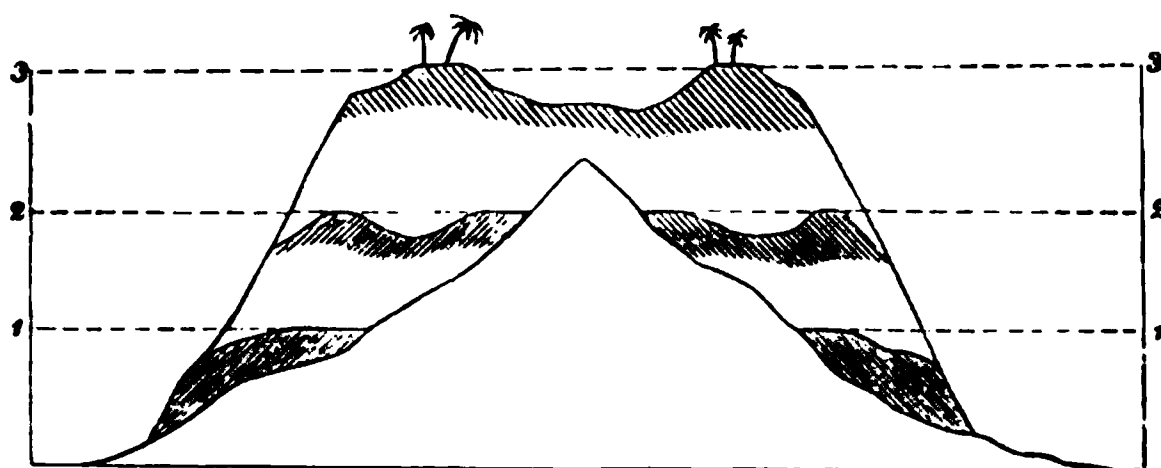


Fig. 43. Profil durch eine Koralleninsel in den einzelnen Stadien ihrer nach Darwin durch Senkung bedingten Entwicklung.

sich auf den Riffen neu entwickelnden Generationen von Korallentierchen, um nicht aus ihrer Lebenssphäre gerissen, also ihrer Existenzbedingungen beraubt zu werden, zur fortwährenden Ansiedelung auf den oberen Rändern des sinkenden Korallenriffes, nötigte sie also, ihre Bauten statt in die Breite nach oben zu richten. Die schließliche Folge dieser Senkung und der dadurch bedingten und geleiteten Thätigkeit der Korallentierchen war die Entstehung der nach Hunderten zählenden ringförmigen Koralleninseln (Atolls). Jede derselben entspricht einer versunkenen Insel, um welche sich die Korallentierchen angesiedelt und ursprünglich ein Saumriff aufgebaut hatten, welches sich direct an das Ufer anlehnte (Fig. 43, 1. 1. und Fig. 44, a). Es begann die säculare Senkung des Meeresgrundes und mit ihm der Insel und ihres Riffes, welches sich dadurch allmählich zu einem Barrierriff umgestaltete (Fig. 43, 2. 2. und Fig. 44, b. c). Die Insel verschwand bei fortgesetzter Senkung unter



Fig. 44. Feejee Koralleninseln. a Goro mit Saumriff, b Augau mit Barrierriff, c Exploring Isles mit sehr entferntem Barrierriff, d Numuku, ein Atoll mit einer einzigen Felspitze. Nach Dana.

dem Meeresspiegel, die Korallentierchen hingegen hielten ihre Bauten stets in demselben Meeresniveau, so dass dieselben, mag auch ihr Untergrund in steter Senkung begriffen sein, noch immer die Oberfläche des Meeres erreichen und hier die Atolls bilden (Fig. 43, 3. 3 u. Fig. 44, d). Die Hauptstütze dieser Theorie ist die Voraussetzung einer viele hundert Meter betragenden Mächtigkeit der Rifffalke. Neuere Forschungen bestreiten diese Annahme und suchen den Darwin'schen Schlussfolgerungen den Boden zu entziehen. Geikie, Murray, Semper, Rein und Studer glauben, submarine Vulkane und vielkuppige Gebirge oder aber massig angehäuften Ablagerungen von Foraminiferen- und Molluskenschalen als Nucleus der Korallenbauten und die allmähliche Hebung oder Erhöhung dieser Untergette bis in das Niveau der Korallenansiedlung für die Bildung der Riffe beanspruchen zu dürfen. In Einzelfällen, und zwar namentlich für die Riffe der Flachsee, mag diese Erklärung berechtigt sein, doch giebt die oben ausgeführte Theorie Darwin's immer noch für diejenigen Koralleninseln, welche von dem ziemlich ebenen Boden des Pacifischen und Indischen Oceans, sowie der Südsee steil, nämlich mit Böschungen bis zu 60°, 2000 bis 4000 m hoch emporsteigen, die ungezwungenste Deutung.

Irgend eine Gesetzmäßigkeit in der geographischen Verbreitung von Hebungen und Senkungen, eine Abhängigkeit der Richtung und Stärke dieser Bewegungen von der geographischen Breite lässt sich nicht nachweisen, vielmehr wechseln beide oft in kurzen Entfernungen mit einander ab *).

§ 4. Hebungen und Senkungen in früheren geologischen Zeiträumen. Die Oberfläche sämtlicher Continente bildete in früheren geologischen Zeiträumen einen Teil des Meeresgrundes und ist erst allmählich zum Festlande emporgehoben worden. Selbst in der letzten Periode vor dem Auftreten des Menschen, in der Tertiärzeit, war z. B. der größte Teil von Deutschland noch vom Meere bedeckt. Ähnliches gilt in noch höherem Maße von ganz Europa und den übrigen Continenten während der noch älteren geologischen Perioden, z. B. der Trias-, Jura und Kreidezeit oder der Silur- und Devonperiode. Ganze Länder sind größtenteils aus Gesteinen, welche die Reste einstiger Meeresbewohner in großer Anzahl umschließen, zusammengesetzt, weite Plateaus und Hochebenen im Innern der Continente bestehen aus uralten, jetzt in Stein umgewandelten Korallenbauten, sowie aus Schichten mit Foraminiferen-, Muschel- und Crinoidenbänken. Erst durch Hebungen wurde der mit den Tieren des Meeres gemengte oceanische Bodensatz zum Festlande. Diese Hebung ging aber nicht gleichmäßig und

*) Vergl. F. G. Hahn. Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Leipzig 1879. — R. Credner. Die Deltas. Ergänzh. Nr. 56 Peterm. geogr. Mitt. Gotha 1878. S. 60 u. f.

constant, sondern mit Unterbrechungen durch Stillstände, ja durch inzwischen eintretende Senkungen vor sich. An zahlreichen Erscheinungen lässt sich dieser Process der Niveauveränderung der alten Continente verfolgen. An keinem Punkte der geologisch bekannten Erde ist die Reihe der unter Mithilfe des Meeres, also aus Niederschlägen aus demselben entstandenen geschichteten Formationen eine vollständige, überall fehlen einzelne wichtige Glieder derselben, an den meisten Stellen sogar deren Mehrzahl, an vielen sind nur ein oder zwei Formationen und noch dazu nur teilweise zur Ablagerung gekommen, oft lagert die jüngste direct auf der ältesten Formation, während alle Zwischenglieder fehlen. Solche Lücken in der Schichtenreihe entsprechen periodischen Auftauchungen größerer oder kleinerer Teile des damaligen Meeresgrundes über den Wasserspiegel, infolge deren zwar rings um den gehobenen Landstrich continuierliche Niederschläge des Meeres erfolgten, auf ihm selbst jedoch nicht stattfinden konnten. Überlagerungen dieses einstigen Festlandes durch jüngere Schichtenreihen beweisen späteres Zurücksinken des zeitweilig in das Trockene gehobenen Meeresgrundes in sein früheres Niveau, und endlich seine jetzige Lage oberhalb des Meerespiegels eine neue Hebung.

Fernere Beweismittel stetiger Niveauveränderungen der Erdoberfläche während verflossener geologischer Perioden treten uns in der Wechselagerung rein mariner Schichtenreihen mit Land-, Sumpf- und Süßwasserbildungen entgegen. Sandsteine und Schieferthone mit Resten von Landpflanzen und Flötzen von Steinkohle, welche aus der Verwesung von Farnen, Calamiten und Sigillarien oder von Coniferen, Cycadeen und Equiseten hervorgegangen sind, Schichten, auf welchen sich noch die Fußabdrücke der Tiere erhalten haben, die am Meeresstrande ihre Nahrung suchten, Schichten, auf welchen man noch die Wellenfurchen der Ufer uralter Oceane, die Eindrücke vorweltlicher Regentropfen erkennt, sie werden überlagert von mächtigen Formationen, deren Reichtum an Resten von Bewohnern der See auf einen oceanischen Ursprung derselben, also auf bedeutende Senkungen des vormaligen Festlandes und auf eine spätere neue Hebung desselben in sein jetziges Niveau schließen lassen.

Mit diesen zum Teil sehr ausgedehnten Hebungen und Senkungen, mit dieser sich fortwährend geltend machenden Umgestaltung der Conturen der Erdoberfläche gingen stete Veränderungen der Localfauna und -flora, das Verdrängtwerden der bisherigen und die Einwanderung einer benachbarten Hand in Hand. Bei eintretenden Senkungen wanderten statt der bisherigen continentalen Tier- und Pflanzenwelt mit dem hereindringenden Meere zuerst die Organismen des Brackwassers, dann die Bewohner der seichten See und noch später die des offenen Oceans ein. Bei Hebungen der von Wasser bedeckten Landstriche zu Festland fand die umgekehrte Reihenfolge in dem Wechsel des organischen Lebens statt. Der Tier- und Pflanzencharakter ein

und derselben Stelle der Erdoberfläche war demnach, ganz abgesehen von den mit der Zeit fortschreitenden Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, fortdauernden und durchgreifenden Wandlungen und gegenseitigen Ablösungen unterworfen. Nachstehende deutschem Boden entnommene Beispiele mögen zur Erläuterung derartiger Oscillationen während der geologischen Vorzeit dienen:

Beispiele von Oscillationen.

(Von unten zu lesen.)

Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Zechstein	Lias	Untere Kreide (Hilsthon)
Senkung		↓	↓	↓
Land	Strand-, Land-, Sumpf-, Süßwasser-Gebilde mit entsprechender Flora und Fauna =	Rotliegendes, productive Stein- kohlenformation	Keuper	Wealden
Hebung		↑	↑	↑
Meeresboden	Marine-Ablagerungen mit Meeresfauna =	Kohlenkalk	Oberer Muschel- Kalk	Oberer Jura Kimmeridge

Ein fernerer Anzeichen von ausgedehnten Senkungen, welche die einstmaligen Continente betroffen haben, ist die Transgression mariner Sedimente, d. h. das Übergreifen jüngerer Schichtencomplexe über diejenigen älterer Perioden. So hat z. B. die obere Hälfte der Kreideformation in Deutschland und anderen Ländern eine viel größere Verbreitung als die untere und reicht über das Ablagerungsgebiet der letzteren weit hinaus. Sie dringt über deren Grenzen nach Schweden, Westfalen, Sachsen, Böhmen bis nach Regensburg, ferner bis an den Nordabhang des Riesengebirges, nach Schlesien und Mähren, also in weite, von dem älteren Kreidemeer nicht erreichte Gebiete vor, wo sie direct auf älteren Formationen aufruhet. Letzteres wiederholt sich in den Mittelmeerländern, in Indien und Nordamerika. Hieraus ergibt sich, dass in der zweiten Hälfte der Kreideperiode eine weitausgedehnte Überflutung des damaligen Festlandes durch das jüngere Kreidemeer stattgefunden hat.

Schmick hat, ähnlich wie Chambers, Adhémar, Croll, Blytt u. A., versucht, die großen Bewegungen der Erdoberfläche aus dem Starren in das Flüssige, also aus dem Festlande in das Meer zu verlegen, indem er statt Hebungen und Senkungen der Continentalmassen periodische Niveauveränderungen des bis jetzt als constanter Vergleichspunkt angenommenen

Meeresspiegels einführte. Neuerdings suchte auch E. Sueß darzuthun*), dass die vermeintlichen Schwankungen einzelner Teile der Erdoberfläche auf fortdauernde Veränderungen in der Gestalt der flüssigen Hülle der Erde, also des Oceanes zurückzuführen seien. Er bezeichnet die vermeintlichen Senkungen als positive, die anscheinenden Hebungen der Küste als negative Verschiebungen der Strandlinie.

4. Die Bildung der Gebirge.

Litteratur.

J. D. Dana. On some results of the earths contraction from cooling. Amer. Journ. of sc. a. arts. 1873. June—Sept.

E. Sueß. Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. — Antlitz der Erde. B. I. Wien 1885.

A. Heim. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. II. Bd. Basel 1878.

Ders. Geologie der Hochalpen zwischen Reuß u. Rhein. Bern 1891.

§ 4. **Der Process der Gebirgsbildung.** Früher glaubte man, dass die Gebirge durch Druckkräfte erzeugt worden seien, die in radiärer Richtung von unten nach oben gewirkt hätten, und erblickte namentlich in dem Ausbruche von Eruptivgesteinen die Ursache der Hebung und Faltung der Schichten zu Gebirgsmassen (Hutton, Playfair, Beaumont, Humboldt, Buch). Erst den neueren einschlägigen Arbeiten von Favre, Dana, Baltzer und Mojsisovics, vor allem aber von Sueß und Heim ist eine naturgemäße Vorstellung von dem Process der Gebirgsbildung zu danken.

Im Gegensatze 1. zu den Erosionsgebirgen, welche aus einer ursprünglich plateauartigen Ebene durch die thaleinschneidende Thätigkeit der fließenden Gewässer herausmodelliert worden sind (siehe Erosion), und 2. zu den Vulkangebirgen, welche durch Hervordringen von Gesteinsmaterial aus der Erdtiefe und Anhäufung desselben über dem Eruptionscanal entstanden, also der Erdoberfläche parasitisch aufgesetzt sind (siehe S. 134), bezeichnet man 3. als tectonische Gebirge solche Gebirge, welche durch Bewegungen der Erdrinde selbst und durch die damit verbundene Umgestaltung der ursprünglichen Erdoberflächenconturen hervorgebracht worden sind. Die verbreitetsten und gewaltigsten aller Gebirge gehören dieser Rubrik an. Die sie erzeugenden tectonischen Vorgänge können sich äußern als Einbrüche von größeren oder kleineren Schollen der Erdkruste, oder aber als Faltung der die letztere bildenden Schichtcomplexe. Danach unterscheidet man: Bruchgebirge und Faltengebirge. Erstere sind das Ergebnis der Abwärtsbewegung von durch Spalten abgegrenzten

*) Sueß. Antlitz der Erde. Bd. II. Wien. 1888.

Krustenstücken, letztere das Resultat seitlichen Druckes, welche beide aus der Abkühlung und damit in Verbindung stehenden Contraction und Verkleinerung unseres Planeten hervorgehen.

§. 2. Die Bruchgebirge entstehen durch die Zerspaltung (den Bruch) eines Tafellandes und das Absinken einiger oder eines der durch die oft parallelen Spalten getrennten Bruchfelder oder Bruchzonen, während andere ihr ursprüngliches Niveau beibehalten und dadurch als Gebirge erscheinen.

Das Abgleiten der einzelnen Schollen kann ein treppenförmiges sein (Staffelbruch) und kann sich auf nur einer Flanke der stehen gebliebenen Scholle vollzogen haben (einseitiges Bruchgebirge), oder auf beiden Seiten der festbleibenden Mittelzone von statten gegangen sein

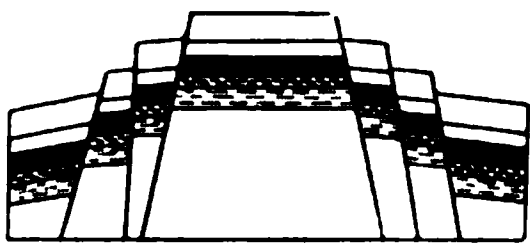


Fig. 45. Horstgebirge.

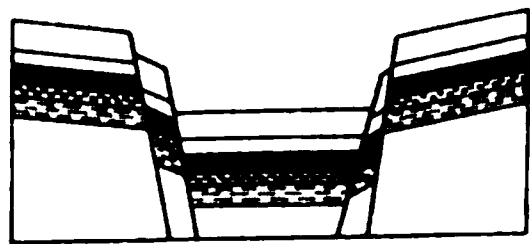


Fig. 46. Grabenversenkung.

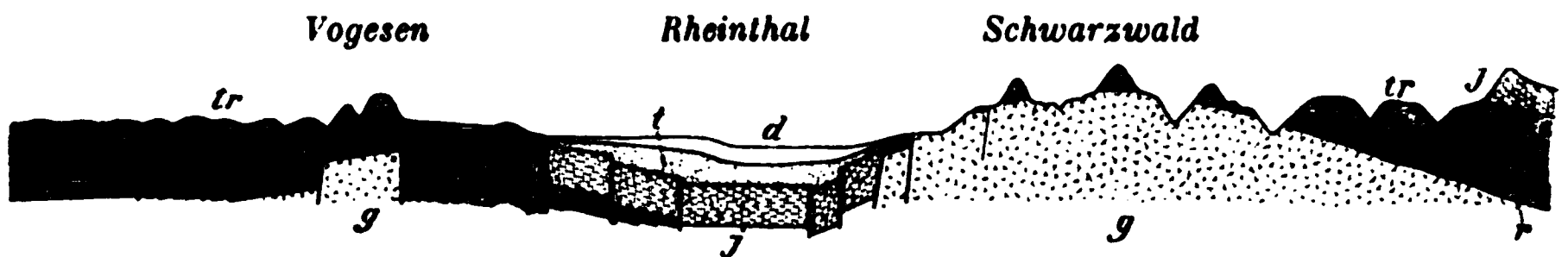


Fig. 47. Schematisches Profil durch das mittlere Rheinthale. Nach E. Schumacher. Vögesen und Schwarzwald sind Bruchgebirge. Das Rheinthale ist eine durch staffelförmigen Einbruch erzeugte Grabenversenkung.
g = Granit, Gneiß u. s. w.; *r* = Rotliegendes; *tr* = Trias; *j* = Jura; *t* = marines Tertiär; *d* = Diluvium und Alluvium.

(Horstgebirge, Fig. 45). Senken sich die zwischen zwei stehen bleibenden Horsten gelegenen Bruchzonen einfach oder staffelförmig in die Tiefe, so entstehen Grabenversenkungen (Fig. 46), z. B. das Rheinthale zwischen Schwarzwald und Vögesen, siehe Fig. 47.

§ 3. Die Faltengebirge bestehen aus Falten systemen der äußersten Krustenteile, welche durch Horizontalschub in der Erdrinde hervorgebracht worden sind (s. Fig. 48 und 49). Die Ursache dieses seitlichen, erdperipherischen Druckes, welcher die Schichten der Erdkruste zur Faltung und Runzelung zwang, liegt ebenfalls in der fort dauernden Abkühlung und Contraction der Kernmasse der Erde. Glättet man in Gedanken die Faltengebirge wieder aus, so erhält man ein Zuviel von Erdkruste, so z. B. beim Jura einen Streifen von 5000—5300 m, bei den Alpen von etwa 120 000 m, bei den Appalachen von über 140 000 m Breite. Da die zu diesen Gebirgen gefalteten Schichten ursprünglich horizontal abgelagert waren, so war die von ihnen vor ihrer Faltung eingenommene Fläche um die genannten Beträge

breiter und ist durch Zusammenschub um ebensoviel vermindert worden. Da Gleiches von allen übrigen Faltengebirgen gilt, so war die gesamte Erdoberfläche und somit der Erdumfang vor ihrer Auffaltung größer als jetzt, und zwar um so viel, als sich beim Ausglätten sämtlicher Falten Überschuss ergeben würde. Diese Verkleinerung der Erde lässt sich nur durch

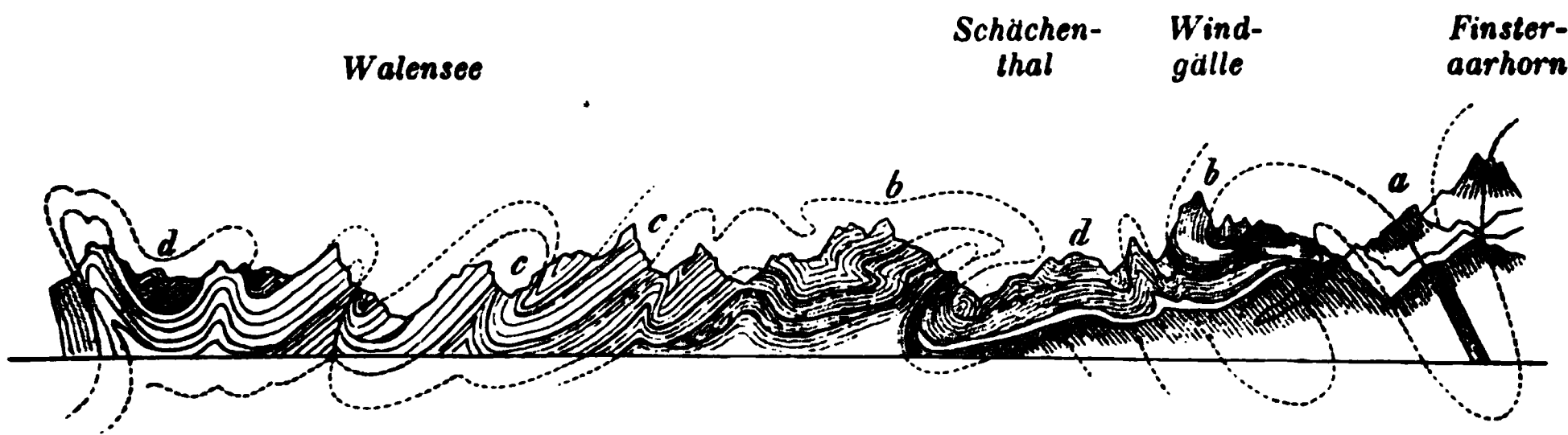


Fig. 48. **Faltengebirge.** Profil durch den Nordabfall der Centralalpen. Nach Heim.
a Gneiß, krystallinische Schiefer etc.; b Jura; c Kreide; d Eocän.



Fig. 49. **Faltengebirge.** Profil durch den westlichen Jura. Nach Choffat u. Heim.
a Trias; b Jura; c Kreide.

Abkühlung und Contraction ihres Inneren erklären. Wie die Haut eines austrocknenden Apfels allmählich für denselben zu groß wird, sich runzelt und dem schwindenden Fleische nachsinkt, so musste sich auch die Erdrinde verhalten. Wird sie für ihren Kern zu groß, so strebt sie, ihm infolge ihrer Schwere nachzusinken. Da sie sich aber wie ein geschlossenes Gewölbe verhält, so wird sich das centripetal wirkende Gewicht in einen tangentialen Druck umsetzen, und infolge dessen irgendwo ein oberflächliches Ausweichen in Form einer Falte eintreten. Sie ist die schwache Stelle geworden, an welcher die ganze Last der betreffenden Zone der Erdschale sich nun als Horizontalschub äußert. Es türmt sich nach außen eine zweite, dann eine dritte Falte auf, denen später noch andere folgen können, während gleichzeitig das Gesamtniveau der Oberfläche um etwas sinkt. Die so entstehenden Falten können sich auch bei gleichem Maße des Zusammenschubes bald dicht gedrängt scharen, bald weiter aus einander treten, bald sich fächerförmig zerstreuen.

Da der Horizontaldruck sich in einem großen Teile der Erdrinde gleichförmig verbreiten muss, so kann er gleichzeitig an verschiedenen, von einander entfernten, besonders schwachen, deshalb zum Ausweichen geeigneten Stellen der letzteren Faltungen erzeugen, welche senkrecht zu

dem stattfindenden Schub aufgeworfen werden und deshalb oft einander parallel verlaufen.

Auch die sog. Centralmassive (Kernzonen), welchen ältere Forscher geneigt waren, eine active Rolle bei Entstehung der Alpen und anderer Hochgebirge zuzuschreiben, sind nichts als Systeme von durch die sie ursprünglich überlagernden Schichten hindurch, empor und dicht an einander gepressten Falten der krystallinen Schiefer. Kettengebirge mit solchen Centralmassiven sind intensiver gefaltete Stellen, solche ohne Centralmassive weniger gefaltete Stücke der Erdrinde. Zugleich ist dort die Verwitterung und Denudation bereits so weit fortgeschritten, dass sie diese besonders hoch aufgestauten Faltengruppen bis auf die krystallinen Schiefer und die sie durchsetzenden ältesten Eruptivgesteine bloßgelegt hat.

§ 4. **Asymmetrischer Bau der Faltengebirge.** Eine ganz charakteristische Eigenschaft der Faltengebirge ist ihr einseitiger, asymmetrischer (heteromorpher) Bau, d. h. die Verschiedenheit in der Architectonik, die geologische Ungleichwertigkeit ihrer beiden Flanken. Und zwar besteht dann die eine oft convex verlaufende äußere Zone, die der Faltung und Stauung, aus mehr oder weniger steilen, sich meist nach außen verflachenden Falten, während auf der anderen, inneren, oft concaven Seite (der Absenkungs- oder Bruchzone) Senkungen, Einbrüche und Spaltenbildungen stattgefunden zu haben pflegen, auf welchen letzteren sich vulkanische Erscheinungen (Eruptionen von glutflüssigem Gesteinsmaterial, heiße Quellen, Erdbeben) geltend gemacht haben und zum Teil noch bethätigen. In anderen Fällen beschränkt sich die Asymmetrie darauf, dass sich ein allmählich flacher werdendes Falten-system nur an eine Seite der intensivst

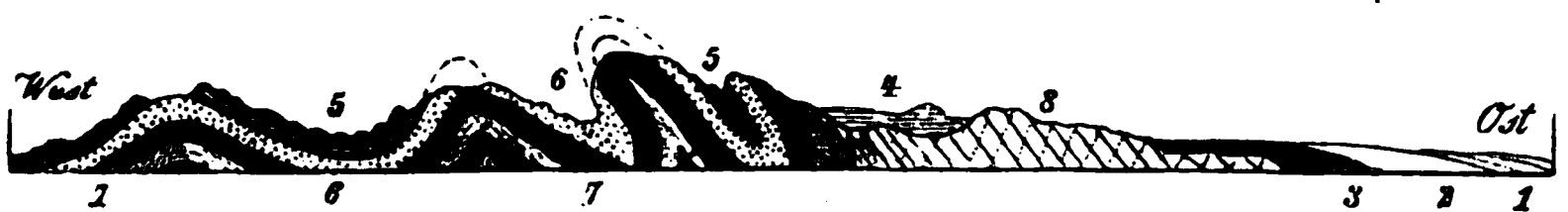


Fig. 50. Profil durch die Alleghanies in Nordamerika.

1 u. 2 Tertiär; 3 Kreide; 4 New red Sandstone; 5 Steinkohlenformation; 6 Devon; 7 Silur; 8 Gneiß- und Glimmerschieferformation.

gefalteten Zone anschließt, sowie darauf, dass dessen Einzelfalten nach dieser Richtung überhängen. Derartige Einseitigkeit bekundet sich z. B. im Bau der Alpen und des Jura; bei beiden liegt der Steilabfall auf der Südseite, die nördlichen Falten hingegen werden stufenweise nach außen niedriger und hängen zum größeren Teile nach N über; an den südlichen Absturz der Alpen schließt sich das Senkungsfeld der lombardischen Ebene. Der Apennin wendet seine gefaltete Flanke der Adria, seinen Bruchrand dem Ligurischen und Tyrrhenischen Meere zu, — auf den inneren Bruchrändern der Karpathen sind die vulkanischen Massen des Eperies-Tokayer Trachyt-

gebirges hervorgezogen. Der südliche Abbruch des erzgebirgischen Faltensystems wird von dem Senkungsfelde und dem Vulkangebirge Nordböhmens begleitet. Auch der Ural, das Alleghanysystem und viele andere Faltengebirge zeigen deutliche Asymmetrie in ihrem Bau (s. Fig. 49 und 50).

Der Gegensatz zwischen der zu einem Gebirge gefalteten Zone und dem abgesunkenen Rücklande desselben offenbart sich nicht nur tectonisch und orographisch, sondern auch durch Störungen in der Verteilung der Schwerkraft. Die Faltengebirge ergeben eine durch Massendefecte bedingte zu geringe Schwere, im Gegensatze zu den Senkungsfeldern, welche einen durch Massenanhäufung erzeugten zu großen Betrag der Schwerkraft aufweisen, — eine Störung, welche in dem Verhältnisse zwischen oceanischen Depressionen und Continentaltafeln noch schärfer zum Ausdruck gelangt (R. v. Sterneck).

§ 5. Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfbirge. Überall dort, wo die fortschreitende Faltung der Schichten auf ältere Gebirgsmassen traf, wurden die sich aufwerfenden Falten an letzteren von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt, indem sie dem sich entgegenstellenden Hindernisse auswichen, sich abbogen und um dasselbe herumzogen. So stauten sich die sonst nordöstlich streichenden Falten der Juraketten an den vorliegenden älteren Vogesen und dem Schwarzwalde, drängten sich an diesen enger zusammen und nahmen eine west-östliche Richtung an. Noch augenfälliger ist die Ablenkung der nördlichen Falten der Ostalpen und ihrer Fortsetzung, der Karpathen, an dem gegen sie von Norden vorspringenden böhmischen Urgebirgsmassiv.

Durch den Zusammenschub der Schichten zu Falten wird die Veranlassung zur Bildung von Spalten gegeben, welche an Stellen der größten Spannung aufreißen. Auf diesen Klüften, welche entweder parallel zur Richtung der Falten, also auch der Gebirge, oder aber quer durch diese verlaufen, oder endlich radiär dieselben durchstrahlen, pflegen sich Verschiebungen der durch sie getrennten Gebirgsteile zu vollziehen (einfache Verwerfungen, Staffelbrüche, Kesselbrüche, Überschiebungen, siehe architect. Geol.), mit denen dann wieder Erdbeben in Verbindung stehen können. Viele dieser Spalten haben vulkanischen Massen zum Austritte gedient, andere sind später von Absätzen aus wässerigen Lösungen ausgefüllt worden und haben dadurch die Gestalt von Gesteins-, Mineral- und Erzgängen erhalten.

Der Faltenwurf, der aus der Runzelung der oberflächlichen Teile der Erdrinde hervorgeht, stellt jedoch bei weitem kein fertiges Gebirge, sondern vielmehr nur eine noch ungegliederte Masse dar, aus welcher die einzelnen Berge, Thäler, Schluchten und Grate erst durch langandauernde Verwitterung, Erosion und Denudation, also durch die Thätigkeit des

Wassers und der Atmosphären, herausmodelliert werden, wie dies in späteren Abschnitten gezeigt werden soll. Setzt sich diese Abtragung durch lange Perioden fort, so verfallen die Gebirge dem Schicksale der Vernichtung und Nivellierung. Sie werden zu flachwelligen Plateaus und Hügelländern, zu Rumpfgebirgen, welche nur noch durch ihre complicierte innere Tectonik auf ihre einstige Natur als hohe Faltengebirge hinweisen (rheinisches Schiefergebirge, bayerisch-böhmisches Grenzgebirge, Bretagne). Nicht selten sind derartige Rumpfgebirge in viel späteren geologischen Zeiträumen von neuen tectonischen Störungen, nämlich von Spaltenbildungen und partiellen Absenkungen betroffen und orographisch umgestaltet worden. So besteht das Erzgebirgische System aus drei sich nach N verflachenden, jetzt aber bereits fast vollkommen eingeebneten Falten carbonischen Alters. Ihr südlichster Sattel, das eigentliche Erzgebirge, wird von einem ihm parallelen, aber viel jüngeren, nämlich tertiären Spaltenzug abgeschnitten, auf welchem sich das bis dorthin flach ansteigende Hochland steil zum nordböhmischem Senkungsfelde abstürzt.

§ 6. **Biagsamkeit der Gesteinsschichten.** Zur Erklärung der oft höchst complicierten Windungen, Biegungen und Fältelungen, welche die festen, anscheinend spröden Gesteinsschichten infolge gebirgsbildenden Schubes erlitten haben, nimmt man mit Heim l. c. zweierlei Vorgänge an. 1) Bei der Umformung der Gesteine durch Bruch bewegt sich das sich zu Falten biegender Gestein nicht als mechanische Einheit, sondern es vollzieht sich eine oft bis ins kleinste gehende Zerteilung desselben durch Klüfte, Sprünge und Rutschflächen in Fragmente. Diese letzteren verschieben und verstellen sich, soweit als es die Ausgleichung der von den gebirgsfaltenden Kräften erzeugten Spannungen erfordert, und werden dann in gegenseitig veränderter Lage durch Secretion wieder verkittet. Dieser Process macht sich im kleinsten Maßstabe in der Mikrobreccien- oder Kataklastenstructur der zusammengepressten Gesteine bemerklich, viel auffälliger aber in deren Durchtrümerung mit oft außerordentlich dichten Netzwerken von Kalkspat- oder Quarzadern, durch welche die Brüche wieder ausgeheilt worden sind. 2) Die Umformung ohne Bruch beruht nach Heim darauf, dass sich die Moleküle der gewöhnlich starren Gesteine unter hochgradiger Belastung verschieben können, dass, mit anderen Worten, die Gesteine plastisch werden. Nun sind in einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinsteilchen wirkt. Dadurch seien dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch den langsam wirkenden gebirgsbildenden Schub hinzu, so tritt eine plastische Umformung ohne Bruch ein. Eine gewisse Unterstützung finden

diese Anschauungen u. a. durch die Experimente Spring's, welcher Feilspäne oder Pulver von Blei, Wismuth, Zinn, Zink, Aluminium, Kupfer, Antimon, Platin, Schwefel, Mangansuperoxyd durch einen Druck von 2000 bis 6000 Atmosphären zu einheitlichen Blöcken, zum Teil mit krystallinem Bruche umgestaltete, während es ihm freilich selbst bei einem Drucke von 20 000 Atmosphären nicht gelang, Kreidepulver oder Quarzsand zu einer einheitlichen Masse zu vereinigen oder zur Umkrystallisierung zu bringen.

Nach der sehr wahrscheinlichen Ansicht anderer Forscher lässt sich jedoch die Schichtenbiegung ausschließlich auf Umformung mit Bruch zurückführen, also durch continuierliche innere Zertrümmerung des Gesteines, Verschiebung der oft mikroskopischen Fragmente und Wiederverkittung derselben erklären.

§ 7. **Transversale Schieferung***). Die falsche oder transversale Schieferung besteht darin, dass die schieferige Structur und damit verbundene Spaltbarkeit des Gesteines und zwar namentlich der paläozoischen Thonschiefer und Grauwackenschiefer nicht der Schichtung parallel läuft, sondern die Schichten unter einem größeren oder kleineren Winkel durchschneidet (Fig. 51). Die falsche Schieferung ist zuweilen so vollkommen

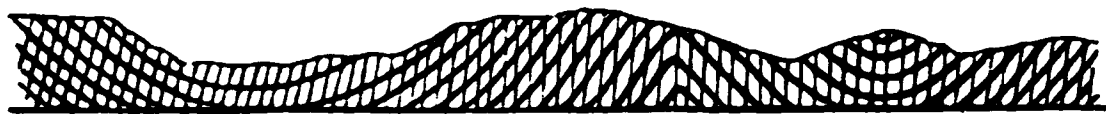


Fig. 51. Transversale Schieferung.

ausgebildet und mit einer so ausgezeichneten Spaltbarkeit verknüpft, dass die ursprüngliche Schichtung durchaus verwischt und es nur dann möglich wird, letztere als solche zu erkennen und von ersterer zu unterscheiden, wenn ein stets der Schichtung entsprechender Wechsel von verschiedenartigem Gesteinsmateriale oder verschiedener Farbe die nötigen Anhaltspunkte giebt. Die falsche Schieferung lässt sich nicht selten in erstaunlicher Beständigkeit und Regelmäßigkeit durch ganze Schichtensysteme und ausgedehnte Gebirgsketten verfolgen, ohne in ihrer Richtung irgendwie von der Neigung der Schichten beeinflusst zu werden. Mögen auch letztere zu den compliciertesten Sätteln und Mulden zusammengefaltet sein, die Richtung und Neigung, unter welcher die falsche Schieferung die Gesteinsreihe durchsetzt, bleibt dieselbe. Nur ein Zusammenhang existiert zwischen ihr und der Schichtenlage und besteht darin, dass die falsche Schieferung an

*) H. Loretz. Über Schieferung. Jahresber. d. Senckenbg. naturf. Ges. 1879/80. — Ders. Über Transversalschieferung. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882. S. 258. — A. Heim. Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Bd. II. S. 54—72.

derartige Faltungen und Stauchungen gebunden ist, und mit beiden stets ungefähr dieselbe Streichungsrichtung behauptet, woraus sich ergibt, dass die Ursache der Schichtenfaltung und der falschen Schieferung identisch ist. Und zwar ist sie das Resultat einer durch den faltenwerfenden und gebirgsbildenden seitlichen Druck verursachten Richtungsveränderung der kleinsten Teilchen, infolge deren sich letztere rechtwinkelig auf die Richtung des Druckes stellten. Das Experiment bestätigt diese Annahme. Man knetete Schüppchen von Eisenglimmer in plastischen Thon, so dass sie in demselben regellos verteilt waren, und unterwarf diese Thonmasse einem starken einseitigen Drucke. Dieser hatte zur Folge, dass alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung anordneten. Auch reiner Ziegelthon, Stearin und Wachs nahmen bei starker Pressung feinschieferige Structur an. Die blau und weiße Bänderung des Gletschereises, bedingt durch abwechselnd luftfreie und an Luftbläschen reiche Eislagen, welche nicht selten die Schichtungslinien der Gletscher rechtwinkelig durchschneiden, ist eine ganz ähnliche, durch Gletscherpressung hervorgerufene Erscheinung. In Folge der gleichzeitigen Erhaltung der ursprünglichen Schichtung, welche von der transversalen durchschnitten wird, kann eine Griffelung der Schiefermasse erzeugt werden, so z. B. bei den unter-silurischen Griffelschiefern Thüringens. Mit der Biegung, Zerklüftung und Schieferung der vom Gebirgsdruck betroffenen Schichten stehen Zerreißen und entstellende Verzerrungen (Streckung) der in ihnen eingeschlossenen Petrefacten und Gerölle in Zusammenhang.

§ 8. **Dynamometamorphose** (Druckmetamorphose). Die häufig gemachte Beobachtung, dass die Krystallinität der Schiefergesteine in gleichem Schritte mit dem Grade der Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wächst, weist darauf hin, dass die gebirgsbildende Kraft die Ursache metamorphischer Erscheinungen sein kann, — d. h. dass ganze Complexe nicht krystalliner Sedimentgesteine infolge seitlichen Druckes, welchem sie bei der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, eine mehr oder weniger krystallinische Beschaffenheit annehmen können (Lossen, Baltzer, Heim). Dies bestätigt sich durch die soeben angeführten Experimente Spring's, welcher nicht nur Pulver von Metallen und Oxyden unter hohem Drucke in einheitliche, zum Teil krystalline Massen umwandelte, sondern auch auf dem nämlichen Wege z. B. aus einem Gemenge von Kupfer-Feilspänen und grobem Schwefelpulver schwarzen, krystallinischen Kupferglanz producierte und dadurch experimentell bewies, welche Bedeutung auch dem gebirgsbildenden Drucke auf chemische Processe innerhalb der zusammengepressten, in Faltung begriffenen Gesteine zukommt. Man hat die auf solche Weise erzeugten Gesteinsumwandlungen als tectonische, regionale, Druck-, Stauungs- oder Dynamometamorphose bezeichnet.

Hierher gehört beispielsweise die Umwandlung des gemeinen alpinen Jurakalkes in Marmor an Stellen stärkster Biegung und Ausquetschung (Tödi nach Heim, Finsteraarhorn, Jungfrau nach Baltzer), sowie diejenige der jurassischen Thon- und Mergelschiefer in glimmer- und chlorit-, z. T. auch granat-, cyanit- und staurolithführende Phyllite innerhalb mehrerer stark zusammengeschobener Mulden der Centralalpen (bei Fontana und an der Nufenen mit Belemniten). Nach Foullon und Vacek ist das Obersilur der Radstädter Tauern in local noch organische Reste enthaltende phyllitische Muscovitschiefer mit Einlagerungen von Amphibolschiefern, Gneissen und Chloritoidschiefern, — nach Stur, Toulou und Foullon das Subcarbon der nordischen Centralalpen in Chloritoidschiefer, Thonglimmerschiefer, Phyllitgneiße und Graphit umgewandelt, letzterer noch mit Erhaltung der charakteristischen Culmflora. Der Marmor von Carrara ist nach Lotti u. a. durch Dynamometamorphose aus obertriadischem Kalkstein hervorgegangen. Auf demselben Wege sind nach Lepsius die cretacäischen Schieferthone, Mergel und grauen, dichten Kalksteine Attikas in z. T. glaukophan- und turmalinführende Chlorit-Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und grobkörnigen weißen Marmor metamorphosiert worden. Nach Liebe sind Devon- und Culmschiefer Ostthüringens durch Druckwirkung local in phyllitartige oder sericitische Schiefer verändert. Im Harz und Taunus wies Lossen die umgestaltende Einwirkung des Stauungsmetamorphismus auf paläozoische Schichtgesteine und die ihnen eingeschalteten Tuff- und Eruptivlager nach (Umwandlung von normalen Thonschiefern in phyllitische, sericitreiche Gesteine, von Diabasen in flaserige bis schieferige, z. T. uralitische Gebilde, von granitischen und porphyrischen Einlagerungen in Sericitgneiße). Reusch beschrieb von der Halbinsel Bergen in Norwegen mächtige Complexe von Thon- und Kalkglimmerschiefern, Muscovit-, Hornblende- und Chloritschiefern mit Einlagerungen von Gabbro, Gneiß, Granuliten und Conglomeraten, welche z. T. direct im Glimmerschiefer organische Reste des Obersilurs enthalten, als eine dynamometamorphische Facies des letzteren u. s. w.

Druckmetamorphose von Eruptivgesteinen. Massige Gesteine wie Granit, Syenit und Porphyre können an Stellen, wo sie besonders starken tectonischen Druckwirkungen ausgesetzt waren, flaserige bis schieferige Structur und dadurch einen äußerlich gewissen Gneissen und krystallinen Schiefern ähnlichen Habitus annehmen. Diese Umgestaltung beruht auf Umformung mit Bruch, also auf Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile und gegenseitiger Verschiebung (Streckung) der Zertrümmerungsproducte, einem Vorgange, welcher in der mikroskopischen Kataklas- oder Mikrobreccienstructur der auf solche Weise metamorphosierten Gesteine seinen Ausdruck findet. Zunächst erweisen sich die Glimmerlamellen gestaucht, geknickt und gebogen, gleichzeitig sind die Quarze und Feldspate

peripherisch, in einem späteren Stadium durch und durch zu minimalsten eckigen Körnern und Splittern zerdrückt, was sich besonders an den Plagioklasen durch Verwerfungen und Verschiebungen der Zwillingsstreifung der erzeugten Fragmente kundgibt. Mit diesem mechanischen Prozesse geht die Neubildung von Quarz, Sericit, Muscovit oder Chlorit Hand in Hand. Derartig deformierte Quarzporphyre sind die Porphyroide und schieferigen Porphyre Thüringens, Belgiens und z. T. Westfalens, sowie an der Windgälle und am Montblanc (z. T. mit »geschwänzten«, d. h. keulen-, birn- oder schmitzförmig in die Länge gezogenen Quarzeinsprenglingen, meist sericitreich). Ebenso ergaben sich die Protogingneiße als Alpengranite, welche durch Gebirgsdruck eine Art Schieferung angenommen haben, wobei zugleich der Biotit in feinschuppigen Chlorit oder Sericit umgewandelt wurde. Der Lausitzer Granit ist innerhalb gewisser Druckzonen in flaserige, augengneißartige, ja phyllitähnliche Complexe, diese durchweg mit der charakteristischen Kataklasstructur deformiert worden; ebenso der elbthalgebirgische Granit von Gottleuba und Maxen. Die von Lehmann, Lossen, Schenck u. A. beschriebene Dynamometamorphose von Augitgesteinen (Gabbro, Diabas) vollzieht sich zunächst durch Zertrümmerung und z. T. auch Entkalkung der Plagioklase, aus welchen dann mosaikartige Albitaggregate hervorgehen können, namentlich aber durch Umsetzung der pyroxenischen Gemengteile in uralitischen, aktinolithischen oder compacten, grünen oder braunen Amphibol, dessen Individuen sich filzig, flaserig, strähnig oder gestreckt anordnen und so zugleich eine gewisse Flaserung und Schieferung des metamorphischen Hornblendegesteines erzeugen können (Flasergabbro, Flaserdiabas, chloritische Amphibolschiefer, grüne Schiefer).

§ 9. Entstehung der Continente. Wie die Gebirge, so verdanken auch die Continente der Contraction des Erdinneren ihren Ursprung. Auf S. 17 ist gezeigt worden, dass die Continente breite, ebene Plateaus sind, welche sich im Durchschnitte 3500 m über den Meeresgrund erheben. Aus der Abhängigkeit des Verlaufes und der Verticalconturen der Gebirge von den Continentalumrissen ergibt es sich, dass die Gestaltung der Festlandsmassen sich eher vollzogen hat, als diejenige der Gebirge. Ihre Bildung hat man sich etwa wie folgt vorzustellen. Durch Contraction des Erdinneren wird die Kruste für den Kern zu groß, es entstehen in ihr Bruchspalten in zwei sich unter spitzem Winkel schneidenden Richtungen und zwar von nordöstlichem und nordwestlichem Verlaufe (S. 14). Ein Teil der von ihnen umgrenzten Schollen sinkt ein (Bruchfelder, Senkungsfelder), in den entstandenen Vertiefungen konnten sich die Wasser ansammeln (Oceane). Zwischen den nachsinkenden Schollen bleiben andere in die Höhe gestaut, durch andauernde Seitenpressung werden sie zu weiten Gewölben, den Continenten. Durch die Tendenz der letzteren, auch nachzusinken, entsteht nun innerhalb derselben ein starker Zusammenschub,

welcher zur Stauung von Faltengebirgen und zwar namentlich an den durch Biegung schon geschwächten Continentalrändern führen wird. Mit dieser weit wellenförmigen Continentalfaltung, sowie mit der späteren Gebirgsfältelung stehen Zerberstungen der Erdrinde in Zusammenhang, auf denen Laven hervordringen können, — daher die Lage der Vulkane an den Rändern der Festlandsmassen und auf Bruchlinien längs der Gebirge.

Die Entstehung der Continente, Senkungsfelder, Faltengebirge, Bruchgebirge und Bruchzonen, Vulkane und Erdbeben sind demnach nur verschiedenartige Äußerungen eines einheitlichen Vorganges, nämlich der fortschreitenden Contraction des sich abkühlenden Erdinneren. Heim hat berechnet, dass eine Abkühlung des letzteren von 200° genüge, um eine Gebirgsfaltung, wie diejenige der Alpen, eine Abkühlung von 500° aber, um auf einem größten Kreise der Erde drei Gebirge wie die Alpen oder ziemlich alle Gebirge der Erde aufzutürmen. Mit dieser Faltung war eine Verkleinerung des Erdumfanges um etwa 360 000 m verbunden, d. h. um 0,89 Procent oder das 0,009fache des Umfanges. Es betrug der mittlere Erdradius vor jener Faltung 6 427 000 m, — nach ihr nur noch 6 370 000 m. Während der Auffaltung der Gebirge rückte demnach die übrige Erdrinde dem Erdmittelpunkte im Durchschnitte um etwa 57 000 m näher. Da sich das Nachsinken der durch senkrechte Spalten von einander getrennten Schollen der Erdkruste ungleichförmig vollzog, so hatte es die Bildung der oceanischen Becken und der Continentalplateaus im Gefolge.

5. Erdbeben.

Litteratur:

R. Hoernes. Erdbebenkunde. Leipzig 1893. Mit vollständiger Litteraturangabe (siehe das Autorenregister).

§ 1. Begriff derselben. Der Mensch ist gewöhnt, die Erdkruste als etwas starres, unbewegliches zu betrachten, und nennt den Boden, auf dem er wandelt, Erd feste. Allein fast von Tag zu Tag wiederholen sich Erscheinungen, welche, obwohl sich nur selten zu entsetzlicher Furchtbarkeit steigernd, den Irrtum, der in jener Bezeichnung liegt, vor ihm aufdecken sollten. Es sind dies die Erderschütterungen. Nicht als ob sie ausnahmsweise Paroxysmen wären, es sind vielmehr Erscheinungen, welche sich zweifelsohne fortwährend an irgend einem Punkte der Erde, bald hier, bald dort geltend machen, fast täglich beobachtet werden und auch Deutschland nicht fremd sind. Glücklicherweise nur selten steigern sie sich zu den furchtbarsten der irdischen Schrecknisse, den Erdbeben.

Erdbeben sind Erschütterungen und Schwingungen des Erdbodens, welche ihre Ursache unter der Erdoberfläche haben.

§ 2. Art und Weise der Bewegung des Bodens. Die Bewegung, welche durch einen unterirdischen Stoß erzeugt, von den Gesteinen fortgepflanzt und der Erdoberfläche mitgeteilt wird, äußert sich an letzterer sowohl in sehr verschiedener Stärke, wie auf sehr verschiedene Art und Weise. Zwischen schwächstem Erzittern und heftigster Bewegung kommen alle Grade der Bodenerschütterung vor. Die häufigsten und ungefährlichsten der hierher gehörigen Erscheinungen sind die Erzitterungen des Erdbodens (*Tremblores* der Westküste Südamerikas), wie sie sich u. a. auch in Zusammenhang mit Eruptionen der Vulkane fühlbar machen, aber erst bei den heftigeren Erdbeben tritt die Art der Bewegung der einzelnen Teile der Erdoberfläche deutlicher hervor. In den meisten Fällen ist dieselbe eine wellenförmig schwankende (*undulatorische*) und kann so intensiv sein, dass sie dem Auge wahrnehmbar wird und dieselbe Empfindung wie die unruhige See hervorruft. So neigten sich beim calabrischen Erdbeben 1783 die Bäume so stark, dass die Äste am Boden anschlugen und zerbrachen. An langen Baumreihen konnte man von weitem das Fortschreiten der Welle sehen. In Missouri schwankten 1811 die Wälder wie Kornfelder im Sturmwinde. Bei Battang in China schwankte 1870 der Boden erst wie ein ruhiges, dann wie ein vom Sturme gepeitschtes Meer. Am 26. März 1842 glich der Boden von Caracas einer heftig siedenden Flüssigkeit. *Succussorische* Erdbeben machen sich in senkrecht oder steil von unten nach oben gerichteten Stößen fühlbar. Sie äußern sich als solche an der über dem unterirdischen Erregungsorte der Erschütterungen gelegenen Stelle und pflanzen sich meist von hier aus nach außen als *undulatorische* Beben fort. Solche *Verticalstöße* wirken außerordentlich zerstörend, schleudern Häuser aus ihren Fundamenten empor und machen Felsblöcke auf- und niederspringen. So wurden 1783 in Calabrien die Gipfel der Granitberge, sowie Häuser und Menschen in die Höhe geschleudert, die Steine des Straßenpflasters flogen wie Geschosse in die Luft. In Riobamba wurden 1797 die Leichen aus den Gräbern geschleudert; die Menschen, zu Hunderten in die Höhe geworfen, fielen tot auf einem Hügel jenseits des Flusses nieder. In Chile wurde ein tief eingerammter Fahnenmastbaum herausgeworfen. *Rotatorische* Bewegungen (*Drehbewegungen*) im Gefolge von Erdbeben machen sich dort bemerklich, wo Gegenstände, die nicht in ihrer Schwerpunktsachse fixiert sind oder bei denen die Stelle der größten Reibung auf ihrer Unterlage nicht in ihrer Schwerlinie liegt, von einem Erdbebenstoße betroffen werden, indem sie sich dann um diesen ihren Fixierungspunkt drehend bewegen.

§ 3. Wirkung der Erdbeben. Heftige Erdbeben gehören zu den zerstörendsten Naturereignissen. Wenige Stöße genügen, um Tausende von Gebäuden in Trümmerhaufen zu verwandeln und Tausende von Menschen zu vernichten. Die Zerstörung von Mendoza durch das Erdbeben von 1861, das furchtbarste der Neuzeit, war innerhalb einer einzigen Minute vollendet,

— am 26. März 1812 kamen in wenig Minuten mehr als 20 000 Menschen durch das Erdbeben von Caracas um, — ein einziger, der erste Stoß des calabrischen Erdbebens (1783) verwandelte den größten Teil der Häuser aller Städte und Dörfer seines Erschütterungskreises in Schutthaufen. Das Erdbeben von Chios am 3. April 1880 brachte von 17 000 Häusern der Insel 11 000 zum Einsturz und 3540 Menschen den Tod. Am 28. Juli 1883 fielen auf Ischia einem plötzlichen verticalen Erdstoße gegen 2400 Menschen zum Opfer, 2278 Häuser stürzten ein. Sehr verderblich äußern sich auch die Wirkungen der Erdbeben dadurch, dass sich Erd- und Felsmassen von den Bergen lösen, in die Thäler stürzen, hier Ortschaften zerstören und Flüsse in ihrem Laufe hemmen und zu Überschwemmungen zwingen können, wie bei dem gewaltigen Bergsturze am Dobratsch in Kärnthen (1348). Ebenso stürzten z. B. bei dem phokischen Erdbeben 1870 enorme Gesteinsmassen aus dem Gebirge herab; Felsprismen von 100 bis 440 m Länge und 20 bis 25 m Dicke brachen aus der Wand der Phädiaden oberhalb Delphi in die Tiefe.

Spaltenbildungen sind häufige Folgen der wellenförmigen Bewegung der Erdoberfläche. Die Spalten, von schmalen Rissen bis zu klaffenden kilometerlangen Klüften und breiten Schlünden haben meist einen geradlinigen, bisweilen einen zickzackförmigen, selten einen krummlinigen Verlauf, entstehen oft in sehr großer Anzahl, schließen sich jedoch zum Teil direct wieder, indem sie alles, was sie in ihrem Schlunde verschlungen, zerquetschen. Die geöffnet bleibenden Spalten zeigen sehr häufig einen auffallenden Parallelismus, in anderen Fällen laufen sie strahlenförmig von



Fig. 52. Radiarspalten, aufgerissen durch das calabrische Erdbeben i. J. 1783.

einem gemeinsamen Mittelpunkte aus (Fig. 52), in noch anderen trat zugleich eine Verwerfung der Gesteinslagen ein, so dass die eine Seite der Spalte

gehoben, meist aber gesenkt wurde. So zerbarst bei dem Erdbeben von Calabrien ein dickmaueriger Turm durch eine verticale Spalte in zwei Hälften, von welchen die eine an der anderen um 5 m verschoben wurde. In anderen Fällen bekunden sich Spaltenbildungen und mit ihnen verknüpfte Verwerfungen als die Verursacher von Erdbeben. So stand das große mitteljapanische Erdbeben vom 20. October 1894 *) mit der Bildung einer über 65 km langen nordwestlichen Verwerfungsspalte in ursächlichem Zusammenhang, deren nordöstlicher Flügel meist und zwar bis zum Betrage von 6 m abgesunken, an einer Stelle aber gehoben worden ist. In beiden Fällen überragt der eine Spaltenrand wie die Böschung eines Eisenbahndammes das vorliegende Gelände. Gleichzeitig hat eine Verschiebung von 1—4 m in horizontaler Richtung stattgefunden, so dass Wege, Gräben und Baumreihen um diesen Betrag gegen einander verschoben worden sind (siehe Fig. 53).

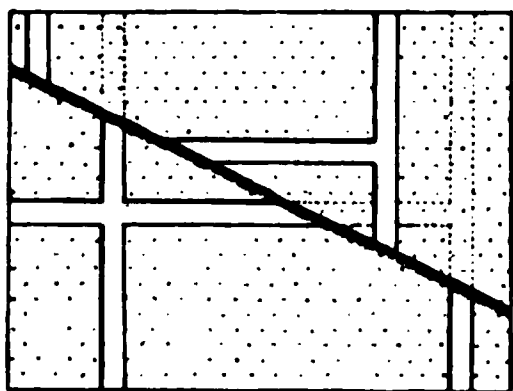


Fig. 53. Die mitteljapanische Erdbebenspalte bei Katabira (1891). Nach Koto.

Absinken des nordöstlichen Flügels verknüpft mit einer Horizontalverschiebung.

Auch bei den Erdbeben in Lokris im April 1894 entstand außer zahllosen Rissen, sowie vielen bis mehrere Kilometer langen Spalten eine große Spalte von 55 bis 60 km Erstreckung parallel der Euboeischen Küste. Der eine Flügel derselben erfuhr außer einem Absinken von 0,3 bis 2,0 m ebenfalls eine kleine seitliche Verschiebung **).

Zuweilen verursachen derartige Spalten das Abgleiten von alluvialen Ablagerungen auf den Böschungen des Grundgebirges, wie z. B. bei dem calabrischen Erdbeben 1783, wo ausgedehnte Flächen mit ihren Obst- und Getreideculturen 1—2 km weit abrutschten. Bei dem phokischen Erdbeben 1861 trennte sich die flache Küstenebene von Achaja auf einer 13 km langen, klaffenden Spalte vom Hinterlande ab und bewegte sich gegen das Meer, unter welchem ihr Ufersaum bis zu 200 m Breite verschwand. Ähnliche Untertauchungen wiederholten sich in kleinerem Maßstabe 1894 bei dem lokrischen Erdbeben.

Mit den Spaltenbildungen stehen zuweilen gewaltsame Ausbrüche von Gasen, Wasser und Schlamm in Verbindung, was darin begründet ist, dass unterirdische wasserreiche Schichten, sowie Gas- und Wasseransammlungen durch die Erschütterungen der Erdkruste eine starke Compression und Spannung erleiden, infolge deren sie beim Bersten der darüber

*) B. Koto. On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan 1894. Tokyo 1893.

**) Th. G. Skuphos. Erdbeben in Lokris im April 1894. Zeitsch. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1894. S. 409. — S. A. Papavasiliou. Dislocationsbeben von Lokris. Athen 1895; Comptes rendus. Paris. CXIX. 4 u. 6.

befindlichen Erdschicht mit Gewalt zu Tage dringen und schlammvulkan-ähnliche Gebilde hervorbringen können, so 1783 in Calabrien, 1861 am Golf von Ägina, 1880 bei Agram u. s. w.

Die Erdbeben werden meist von donnerndem, krachendem oder rasseln-dem unterirdischem Geräusch begleitet.

§ 4. Fortpflanzungsweise (Propagationsform) der Erdbeben. Ihr Ursprungsort. Die Erschütterung des Bodens geht entweder von einem einzelnen unterirdischen Erregungspunkte aus, oder aber von einer in der Tiefe liegenden Erregungslinie. In ersterem Falle nennt man die Erdbeben *centrale*, in letzterem *lineare*. Bei centralen Erdbeben breiten sich deren Wellen allseitig in radialen Richtungen, also nach Art durch einen ins Wasser geworfenen Stein entstandener Wellen in sich erweiternden concentrischen Kreisen aus, in welchen die Intensität der Bewegung mit der Entfernung vom Mittelpunkte abnimmt. Es wird sonach der erschütterte Landstrich innerhalb annähernd kreisförmiger Conturen fallen und deshalb als *Erschütterungskreis* bezeichnet. Bei sich öfters wiederholenden Stößen verändert das Erschütterungscentrum nicht selten seine ursprüngliche Stellung und rückt in einer bestimmten Richtung fort. Derartige *centrale* Erdbeben waren die von Lissabon im Jahre 1755, von Calabrien 1783, in den Rheinlanden 1828 und 1846, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 u. a. Die *linearen* (axialen) Erdbeben pflanzen sich von ihrer Erregungslinie aus auf der Erdoberfläche in Gestalt von stark in die Länge gezogenen, elliptischen Wellen fort, wodurch ihr Gebiet zu einer langgestreckten Erschütterungszone wird. *Relaisbeben* kommen dadurch zu Stande, dass die Wellen eines Erdbebens tectonische Spannungen innerhalb eines Nachbargesbietes auslösen und dadurch ein secundäres Beben mit selbständigem Ursprungsorte verursachen.

Die systematische Untersuchung eines Erdbebens beruht auf Beobachtung seiner Stoßrichtungen, seiner Bewegungselemente und des Zeitpunktes seines Eintrittes an thunlichst zahlreichen Punkten. Zur Feststellung der Fortpflanzungsrichtung dienen die als Seismographen bezeichneten Instrumente (z. B. Cacciatore's und Lepsius' Quecksilber-Seismograph, Mallet's Säulen-Seismograph), zur selbstthätigen Registrierung der Erdbebenbewegung die Seismographen von Gray-Milne, sowie von Ewing.

J. Schmidt, Hopkins, Mallet, v. Seebach, v. Lasaulx, Höfer u. A. haben die auf eine Anzahl von Erdbeben bezüglichen Elemente durch Rechnung klar gelegt. Mallet ging bei seiner Bearbeitung des neapolitanischen Erdbebens von 1857 von der Beobachtung der Lage und Richtung der Risse und Spalten in Mauern, sowie umgestoßener und herabgeworfener Gegenstände aus und berechnete danach die Winkel, in welchen der die Erdoberfläche erreichende Erdbebenstoß jene Punkte getroffen haben musste (die *Emersionswinkel*), und aus diesen den Erdbebenursprungsort (das Cen-

trum), und den Oberflächenmittelpunkt des Erdbebenkreises (das Epicentrum). K. v. Seebach versuchte, die Tiefe des Centrums, Lage des Epicentrums, Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Zeit des ersten Anstoßes eines Erdbebens aus der Zeit, zu welcher die Erdbebenbewegung an möglichst zahlreichen Orten beobachtet wurde, abzuleiten. Aus der Verbindung aller zu gleicher Zeit von der sich ausbreitenden Erdbebenwelle betroffenen Punkte resultieren ungefähr concentrische kreisförmige oder elliptische Ringe, die Homoseisten; aus ihren Zeitdifferenzen ergeben sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Entstehungszeit, aus ihrem gemeinsamen Mittelpunkt das Epicentrum des Erdbebens, unter welchem das Centrum zu suchen ist. Zur Zeitbestimmung der eintretenden Erderschütterungen dient Lasaulx' Seismochronograph.

Das wichtigste Resultat, welches man aus den einschlägigen bis jetzt vorgenommenen Berechnungen zu ziehen versucht hat, ist das, dass der Ausgangspunkt der betreffenden Erdbeben (deren Centrum) in verhältnismäßig unbedeutender Tiefe, jedenfalls nicht auf der Grenze zwischen glutflüssigem Erdinnern und der Erdkruste zu suchen sei. Nach Mallet liegt der Ursprungsort des neapolitanischen Erdbebens von 1857 in einer Tiefe von etwa 9000 m, nach von Seebach derjenige des mitteldeutschen Erdbebens von 1872 18000 m unter der Erdoberfläche, nach Höfer derjenige des Erdbebens von Belluno (1872) in etwas über 8000 m Tiefe, und endlich nach v. Lasaulx derjenige des Erdbebens von Herzogenrath i. J. 1877 in etwa 27000 m Tiefe. Viel bedeutungsvoller sind jedoch die innigen Beziehungen, welche man neuerdings zwischen zahlreichen Erdbeben und dem Gebirgsbau, namentlich großen Dislocationslinien constatiert hat. (Vergl. § 8.)

§ 5. Abhängigkeit der Erdbebenwirkung von dem geognostischen Untergrunde. Die Fähigkeit des Bodens, die localen Erschütterungen weiter fortzupflanzen, beruht sowohl auf der petrographischen Beschaffenheit desselben, wie auf seinem geologischen Bau. Es ist offenbar, dass in der Intensität und der Ausbreitung der Erschütterungen auffällige Unterschiede hervortreten, je nachdem der Untergrund aus lockeren oder festen, massigen oder geschichteten, zerklüfteten oder stetig ausgedehnten Gesteinsmassen besteht, je nachdem er einförmig von ein und demselben Gesteine oder von verschiedenartigen, wechselnden Felsarten gebildet wird. In Gebieten von zusammenhängenden, festen und gleichartigen Gesteinsmassen werden sich die Erschütterungen des Bodens gleichförmig und weithin fortzupflanzen, während sie sich da, wo der Boden oberflächlich aus losem Sande und Gerölle oder aus zerklüfteten Gesteinen besteht, in ungleichmäßiger, verworrener und des losen Zusammenhanges und der größeren Beweglichkeit aller Teile wegen in furchtbarer Weise kündgeben. Besonders zeigt sich dies an solchen Stellen, wo dünne Decken von lockeren Gesteinen auf einem festen

Felsgrunde auflagern. Selbst bei geringen Erzitterungen des letzteren geraten die losen Massen oberhalb desselben in eine förmlich springende Bewegung, deren Lebhaftigkeit mit der Lockerheit des Zusammenhanges wächst. Die Wirkung der Erdbeben ist deshalb dort am zerstörendsten, wo lose Schuttgesteine auf solidem, massigem Fels lagern, da aber, wo letzterer zu Tage tritt, ungleich geringer (Erdbebeninseln). Dagegen werden feste Gebirgsglieder die Schwingungen und Erzitterungen, durch welche sie in Bewegung gesetzt werden, ungleich weiter fortpflanzen, als lose Sand- oder Schuttmassen. Doch auch die Ausdehnung und somit die Conturen des Erschütterungsareals der Erdbeben sind vom geologischen Bau des Untergrundes abhängig. So müssen vorzugsweise Spalten und Risse in der Gesteinsmasse die Fortpflanzung der Bodenerschütterung schwächen oder vollständig hemmen. Dahingegen werden sich Erdstöße in massigen Gesteinen am regelmäßigsten nach allen Seiten, in geschichteten Complexen am weitesten in der Richtung der Schichtung fortpflanzen.

§ 6. Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Dauer, Häufigkeit und Ausdehnung der Erdbeben. Die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben wird nach der Zeitdauer geschätzt, welche zwischen dem Eintritte der Bewegung an zwei entfernten Punkten verfloss. So belief sich diejenige des lissaboner Erdbebens von 1755 auf 550 m, des rheinischen Erdbebens von 1846 auf 560 m, des calabrischen von 1857 auf 260 m, des mitteldeutschen Erdbebens 1872 auf 742 m, des rheinisch-schwäbischen von 1880 auf 550 m, des Erdbebens von Herzogenrath von 1877 auf 475 m, — dahingegen diejenige des andalusischen Erdbebens von 1884 auf 1500—2000 m und des von Charleston i. J. 1886 auf 5150 m in der Secunde.

Die Dauer der Erdbeben hängt von der Häufigkeit der rasch auf einander folgenden Stöße ab, von denen jeder einzelne nur eine einzige oder ganz wenige Secunden in Anspruch nimmt. Die verheerendsten Erdbeben waren das Werk eines Augenblickes. Caracas ward 1812 innerhalb 20 Secunden, Oppido und Umgebung 1783 in 2 Minuten, Lissabon binnen 5 Minuten von Grund aus zerstört; am 16. Aug. 1868 kamen in Ecuador durch ein Erdbeben innerhalb 15 Minuten 70 000 Menschen um. Casamicciola auf Ischia wurde 1883 durch einen einzigen von unten nach oben gerichteten Stoß vernichtet. Bei länger andauernden Erdbeben können sich mehrere Hundert Stöße in kurzen Zwischenräumen wiederholen (Erdbebenperioden). Bei dem Erdbeben von Honduras 1856 zählte man in einer Woche 108, bei dem von Lima im Jahre 1746 innerhalb 5 Monate 451 Stöße; auf Hawaii hielt 1868 ein Erdbeben mehrere Monate an, in deren einem (März) man allein 2000 Stöße zählte; — das am 31. Juli 1870 beginnende phokische Erdbeben dauerte $3\frac{1}{2}$ Jahre, während deren sich nach J. Schmidt's Schätzung über 700 000 Vibrationen, darunter 300 bis 320 heftige und 50 000

schwächere Erdstöße fühlbar machten. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. October 1872 war die heftigste Erschütterung einer etwa $2\frac{1}{2}$ Monate umfassenden Erdbebenperiode. Auf die eigentlichen, heftigen und verheerenden Paroxysmen pflegen sich in längeren oder kürzeren Pausen Nachschwingungen einzustellen, welche sich oft Wochen, ja Monate lang wiederholen, allmählich immer schwächer werden und endlich ganz aufhören.

Die Häufigkeit der Erdbeben ist eine überraschend große. Der Erdbebenkatalog, welchen J. Schmidt im Jahre 1875 zusammenstellte, erstreckt sich über 22083 Erdbeben der nördlichen Halbkugel. Ferner besitzen wir durch Kluge allein aus den Jahren von 1850 bis 57 Nachricht über 4620 Erdbeben, von diesen kommen z. B. auf Italien und Sicilien 704, auf die pyrenäische Halbinsel 77, auf Frankreich 405, auf die Alpen 4086. Aus der Zeit vom Anfange des neunzehnten Jahrhunderts bis 1845 ist uns Kunde von 559 Erdbeben überliefert worden, welche sich im Rheinbecken äußerten. Am reichsten an Erdbeben ist jedoch die Westküste von Südamerika. Dort sind sie so häufig, dass man annehmen darf, dass sich jener Continent beständig an irgend einem Punkte in Bewegung befinde; wurde doch die Stadt Lima seit 1586 elfmal bis zu ihrer gänzlichen Zerstörung von Erdbeben heimgesucht. Gebiete großer Häufigkeit von Erdbeben nennt man Schüttergebiete.

Die Größe des Areales, über welches sich Erdbeben auszudehnen imstande sind, ist zum Teil eine außerordentliche. Das rheinische Erdbeben vom 29. Juli 1846 umfasste einen Erschütterungskreis von 2200 □Ml., das Visper Erdbeben vom 25. Juli 1855 einen solchen von über 3700, das neapolitanische Erdbeben vom 16. December 1857 einen solchen von 4843, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 einen solchen von 3400, das Erdbeben von Lissabon vom 1. Nov. 1755 einen solchen von weit über 400000 □Meilen.

§ 7. **Seebeben.***) Die Wirkung der Seebeben zeigt sich in Stößen, welche die Schiffe auf offenem Meere erhalten, und in heftigen Schwankungen des Meeresspiegels, die an den Küsten Rückzüge des Meeres und Überflutungen des Landes bewirken, durch welche Städte bis auf die Grundmauern weggeschwemmt werden können. Oft beginnt die Bewegung mit einem Rückzuge des Meeres, infolge dessen die Untiefen hervortreten, Schiffe auf den Grund geraten, Häfen und ganze Meerbusen trocken gelegt werden. Wie ein Wasserberg stürmt das Meer wieder gegen die Ufer an, steigt 10, 20 und mehr Meter über seinen normalen Stand, wirft Schiffe über den Hafen weg und reißt sie weit landeinwärts. Erdbeben in Küsten-

*) Die Litteratur siehe R. Hoernes l. c. S. 446, ferner E. Rudolph. Über submarine Erdbeben. Beiträge z. Geophysik. Stuttgart 1887. I. S. 433 u. 1885. II. S. 537.

ländern pflanzen sich auf dem Meere oft auf außerordentliche Entfernungen fort. So erzeugte am 13. August 1868 ein Erdbeben an der Küste von Peru eine Erdbebenflut, welche sich vom 13. bis 16. August mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 400 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen Ocean verbreitete, sich bis an die Küsten von Australien und Japan fühlbar machte, auf vielen in ihrem Wege gelegenen Inseln die größten Verheerungen anrichtete und noch in Neuseeland bis über 3 m hohe Wellen bildete. Ganz ähnliches gilt von dem großartigen Erdbeben, welches am 9. Mai 1877 an der Westküste Südamerikas stattfand, infolge dessen das Meer 8 mal in einer Höhe von bis 7 m in die Stadt Iquique einbrach und welches eine Fluthbewegung des Meeres im Gefolge hatte, die sich ebenfalls über die ganze Fläche des Stillen Oceans erstreckte. Die erzeugte Welle legte den etwa 8800 Seemeilen weiten Weg von Iquique, dem Mittelpunkt der Erschütterung, bis nach Japan in 22 bis 23 Stunden, also mit etwa 230 m pro Secunde, den nach Neuseeland, nämlich etwa 5000 Seemeilen, in ca. 18 Stunden, also mit etwa 180 m pro Secunde zurück. Die durch den Zusammenbruch des Krakatau (s. S. 126) am 27. Aug. 1883 erzeugte Sturzwelle erreichte an den Sunda-Inseln eine Höhe von 36 m und pflanzte sich mit einer ungefähren Geschwindigkeit von 306 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen und Atlantischen Ocean fort. Einem Seebeben fielen am 15. Juni 1896 an der Nordostküste der japanischen Insel Nipon binnen wenig Minuten 27 000 Menschen zum Opfer. Die von ihm erzeugten Flutwellen setzten selbst noch die Bewohner der Küste von Nordamerika und von Australien in Schrecken.

§ 8. Über die Ursachen der Erdbeben. Erschütterungen der Erdoberfläche können durch mehrfache Ursachen herbeigeführt werden. Nach ihrer verschiedenartigen Entstehung kann man die Erdbeben 3 Kategorien zuteilen:

1. Einsturzbeben (Auslaugungsbeben).

Infolge des Zusammenbruches unterirdischer Hohlräume können zweifelsohne Erschütterungen der Erdoberfläche erzeugt werden. Diese nur lokalen und seltneren Erdbebenerscheinungen stehen mit dem Vulkanismus in keinerlei genetischer Verbindung, sind das Werk der gesteinsauflösenden Thätigkeit des Wassers und werden deshalb in dem diese letztere behandelnden Abschnitte ihre Besprechung finden.

2. Vulkanische Erdbeben (Explosionsbeben).

Dieselben werden durch Gas- und Dampfexplosionen in dem Eruptionscanale der Vulkane erzeugt, von welchem aus sich die Stöße in radialer Richtung ausbreiten. So wird zuweilen die Umgebung des Vesuvs in einem Umkreis von 15 Migl. erschüttert, während die Seismometer im Vesuv-Observatorium Tausende von schwächeren Erzitterungen anzeigen. Auch vom Stromboli und von Volcano gehen bis nach Palermo und nach Calabrien

reichende radiale Stöße aus. Bei Ausbrüchen der Hekla wird nicht selten ganz Island erschüttert, ja einzelne Stöße pflanzen sich bis Scandinavien fort. Das furchtbare, auf Ischia beschränkte Erdbeben im Juli 1883 wird auf misslungene Eruptionsversuche zurückgeführt.

3. Tectonische Erdbeben (Dislocations- oder Stauungsbeben).

Hierher sind die meisten und die verheerendsten Erdbeben zu rechnen. Sie sind Folgeerscheinungen der Zusammenziehung unserer Erdkruste, (s. S. 184), welche Spannungen der Erdrindenstücke erzeugt, die dann plötzliche Auslösungen, also Brechen, Reißen und Verschiebungen erzwingen und dadurch weithin fühlbare Erschütterungen hervorrufen. Die letzteren, also die tectonischen Erdbeben, entstehen somit durch Bewegungen der sich contrahierenden, sich faltenden, zerreißen und in ihren einzelnen Stücken sich verschiebenden oder senkenden Erdrinde (Sueß, Heim, Hoernes, Dana, Credner). Die Bildung der Dislocationsspalten, welche das central-japanische Beben im October 1891, das lokrische Beben im April 1894, das Erdbeben von Guetta (Beludschistan) im December 1892 verursachten, ließ sich thatsächlich beobachten (vergl. S. 184). Der gewaltige gegenseitige Druck der Gebirgsteile, das Entstehen neuer und die Erweiterung schon bestehender Klüfte und Spalten, plötzliche Störungen der Lagerungsverhältnisse, das sind die Ursachen der tectonischen Erdbeben. Letztere beweisen, dass sich Dislocationen innerhalb der Erdrinde noch stetig weiter vollziehen und ein beständiges Bersten, Abbrechen, Rutschen und Verschieben in der Erdkruste erzeugen. So erklärt es sich auch, dass gerade gebirgige Gegenden, also gefaltete Teile der Erdrinde, ferner aber auch die Bruchränder der Continentalmassen und Senkungsgebiete sehr oft, — Areale mit ungestörter Schichtung (Russland, norddeutsches Tiefland) nur höchst selten von Erdbeben betroffen werden. Dahingegen hat sich von vielen Erdbeben nachweisen lassen, dass sie in gewissen Gegenden stets von bestimmten Dislocationslinien (seismischen, Stoß-, Schütterlinien) ausgehen, wenn auch die jedesmaligen Stoßpunkte auf letzteren sich verschieben, also wandern können. Diese Linien laufen entweder dem Streichen der Faltengebirge parallel und entsprechen dann häufig peripherischen Bruchzonen an der Innenseite der Kettengebirge, oder aber sie durchsetzen dieselben quer. Danach unterscheidet man Längsbeben und Querbeben (longitudinale und transversale Dislocationsbeben). Bittner, Heim, Höfer, Hoernes, Stur, Sueß u. A. haben eine Anzahl solcher seismischer Linien für die Alpen und den Apennin festgestellt.

Die geologische Thätigkeit des Wassers.

Dem Wasser ist die Aufgabe gestellt, dem Vulkanismus entgegen zu arbeiten, umzureißen, was vulkanische Kraft aufgetürmt, auszuebnen, was sie emporgewölbt hat. Das Endziel dieser seiner nivellierenden Thätigkeit ist es, die ursprüngliche, von Berg und Thal nicht unterbrochene Oberflächengestaltung der Continente wieder herzustellen. Derselbe Drang nach der Tiefe, welcher das Wasser zum wichtigsten geologischen Werkzeuge gestaltet, wohnt auch dem Gletschereise inne. Wir haben demnach das Wasser sowohl in flüssigem, als in festem Zustande mit Beziehung auf seine geologische Thätigkeit zu betrachten.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug.

Der ganze Kreislauf des Wassers ist ein geologisches Werkzeug, dessen einschneidende Wirkung auf seinem Streben beruht, von der Höhe nach der Tiefe zu gelangen. Als Regentropfen auf den Schauplatz seiner irdischen Thätigkeit gefallen, beginnt es sogleich mit Überwindung aller Hindernisse sich einen Weg nach dem tiefsten Niveau der Erdoberfläche, dem Meere, zu bahnen. Der Größe und Schwierigkeit der Aufgabe des Wassers entspricht die Vielfältigkeit der Mittel, welche ihm zur Erfüllung derselben zu Gebote gestellt sind. Reicht seine mechanische Kraft zur Zertrümmerung und zur Transportierung der Gesteinsmassen, welche sich ihm in den Weg stellen, nicht aus, dann kommt ihm seine Fähigkeit zu Hilfe, gewisse Bestandteile der Gesteine chemisch aufzulösen, zu zersetzen und auszulaugen und dadurch den Fels in seinem innersten Gefüge zu lockern, und sind beide vereint zur Bewältigung der Hindernisse zu schwach, so gesellt sich ihnen die Sonnenbestrahlung (Insolation) und der Frost zu. Die erstere bringt das Gestein zur Ausdehnung, Berstung und Zerstückelung, — beim Frieren dehnt sich das Wasser mit so unwiderstehlicher Gewalt aus, dass es, in Felsspalten eingeschlossen, die Gesteine zertrümmert.

Der Weg, welchen das Wasser einschlägt, um aus den Bergen in die Ebene und von da zum Meere zu gelangen, ist ein doppelter. Ein Teil sucht sich unterirdische Bahnen, ein anderer folgt der Oberfläche des Bodens.

Von seinem Ziele aus kehrt es in Dunstform zurück zu den Gebirgen, um dort unendlich oft immer wieder von Neuem seine Wanderung anzutreten und seine geologische Arbeit zu verrichten.

Aus der Faltung eines Streifens der Erdkruste zu einem Gebirge ging nicht unmittelbar das hervor, was heute als abwechslungsreiches Ganzes vor uns liegt, — der gebirgsbildende Schub lieferte vielmehr nur rohe

Gesteinsfalten: die Umgestaltung derselben in ein gegliedertes Gebirgssystem lag dem Wasser ob. Als Regen und Thau beginnt es zunächst seine zersetzende und auslaugende, die feste Gesteinsoberfläche lockernde, chemische Thätigkeit. Die nicht einsickernden, ablaufenden Regentropfen streben nach der nächsten Bodeneinsenkung, zarte Rillen in dem Verwitterungsboden hinter sich zurücklassend; zum Rieselbach vereint, schneiden sie sich Wasserrisse in das gelockerte Gestein; als Gebirgsbach entfalten die gesammelten Gewässer die ganze Kraft ihrer Fallthätigkeit und wühlen sich tiefe Schluchten in den Felsgrund. Die Bäche vereinen sich zum Bergstrome, welcher die Schlucht zum Gebirgsthal erweitert, die Bergströme zu Flüssen, deren Bett sich zum Thale ausdehnt, aus welchem sie in die Niederung treten, um durch diese, indem sie andere Gewässer in sich aufnehmen, dem Meere als Strom zuzufließen: ein kunstreiches System von Wasser-canälen, dessen zarteste Äste sich im Hochgebirge verzweigen und das Wasser auffangen und dem Meere zuführen. In den ursprünglichen Gebirgsabfall schneiden sich die Wasser ein solches System neben dem anderen ein (Erosion); Schluchten und Thäler unterbrechen jetzt in mannigfachster Gestaltung die früher gleichförmig ausgedehnten Abhänge, als deren Überbleibsel nur noch die Felsrücken und Felsgrate stehen geblieben sind, welche die einzelnen Thäler trennen. Ihre oberen Begrenzungslinien deuten das vordem allgemeine, ununterbrochene Niveau des Bergabfalles an.

Die Thäler sind zugleich die Canäle, welche zur Wegschaffung und zum Transporte des erodierten Gebirgsmateriales nach der Ebene und zum Teil bis zum Meere dienen. An dieser thalabwärts gerichteten Bewegung der Zerstörungsproducte der fließenden Gewässer nehmen nicht nur die im directen Bereiche der letzteren liegenden Schuttmassen teil, vielmehr kommt jeder Regenguss, jeder Gewitterschauer den Gebirgswässern zu Hilfe, indem er von den abschüssigen Bergabhängen den Verwitterungsschutt abträgt und Felsblöcke loslöst und dem Bache zuführt, der sie entweder direct, oder nachdem sie der Frost in kleine Stücke gesprengt hat, mit sich fortschiebt. Durch gegenseitige Reibung runden sich die Fragmente ab und verlieren zugleich immer mehr an Größe, bis sie, am Fuße der Gebirge angekommen, zu Kies, Sand und zum Teil zu den feinen Schlammteilchen zermalm worden sind, welche die Trübung der Flüsse bewirken. Selbst an sehr sanften Thalgehängen sind die Regenwasser unablässig thätig, sandiges und erdiges Material zu rauben und den Strömen zuzuführen (Denudation). Infolge der allgemeinen Verbreitung der Regen und der dadurch bedingten Bildung von fließenden Wassern ist der größte Teil der Oberfläche des Festlandes in einer Bewegung nach dem Oceane begriffen, in welchem sich die eingeschwemmten Substanzen zu feinem Schlamme niederschlagen, um allmählich zu Gestein zu erhärten und im Laufe der Zeiträume von neuem über den Spiegel des Meeres, zum Teil zu hohen Gebirgen gehoben zu

werden. Das Material, aus welchem die Erdkruste aufgebaut ist, befindet sich somit in einem ununterbrochenen Kreislaufe, — einem Kreislaufe, den ihm die Bahn des Wassers vorschreibt.

Dabei steht aber den Gewässern außer dem Wege auf der Oberfläche der Erde noch ein zweiter offen. Durch feine Spalten, durch Poren des Gesteines dringen sie in das Innere der Gebirge, um als Quelle wieder an das Tageslicht zu treten. Auch auf dieser seiner unterirdischen Bahn liegt das Wasser erfolgreich seiner Aufgabe der Zerstörung ob, welche noch ganz besonders durch seinen Gehalt an Kohlensäure gefördert wird. Mit Hilfe der letzteren entfaltet das Wasser im Verborgenen eine so großartige Thätigkeit, dass uns dafür jeder Maßstab fehlt, und verwandelt das Innere der Erdkruste in eine Werkstatt, aus welcher die wichtigsten geologischen Erscheinungen hervorgehen. Zuerst drängt es sich in die Poren und Haarspältchen der Gesteine, — selbst die dichteste Felsart kann ihm den Zutritt nicht wehren — und dann beginnt es den Process der Auflösung und Zersetzung, welchem im Laufe der Zeit fast alle Mineralsubstanzen verfallen.

Beladen mit fremdartigen Stoffen, setzt das Wasser als verdünnte mineralische Lösung seinen Weg weiter fort, um frischen Kräften, nämlich neu eindringenden Gewässern Platz zu machen, welche das begonnene Werk der Auflösung und Zersetzung aufnehmen. Vor der andauernden Thätigkeit der mikroskopisch kleinen Wassertröpfchen verschwinden ausgedehnte Gesteinsmassen, an ihrer Stelle entstehen unterirdische Hohlräume, an deren Erweiterung die Wasser so lange arbeiten, bis ihre Decke die auf ihnen ruhende Last nicht mehr zu tragen vermag. Dann bricht die Höhle in sich zusammen, Stöße erschüttern die Erdoberfläche, der Boden wird von Spalten durchsetzt und beginnt, zuweilen unter erdbebenartigen Erscheinungen, sich zu senken.

Die Mineralwasser selbst sammeln sich in der Tiefe in Spalten und Hohlräumen an und brechen von diesen unterirdischen Reservoirs aus als Quellen hervor, nachdem sie den Gebirgen eine bedeutende Menge ihres Materiales entzogen und in ihrem Inneren ebenso zerstörend gewirkt, wie die Sickerwasser und die Bäche und Ströme auf deren Oberfläche. Sobald sie mit atmosphärischer Luft in Berührung kommen, entweicht ein Teil der Kohlensäure, die entführten Substanzen scheiden sich aus und lagern sich am Fuße der Berge oder überhaupt an der Quellenmündung, oft fern von ihrer ursprünglichen Heimat, ab.

Die Gebirgsquellen entledigen sich jedoch ihrer mineralischen Last bei ihrem Austritte an die Tagesoberfläche nicht vollständig, eine geringe Menge von fremdartiger Substanz und zwar namentlich auch von kohlensaurem und schwefelsaurem Kalke bleibt vielmehr gelöst zurück und wird von ihnen dem gemeinsamen Ziele aller Gewässer zugeführt. Da dies in Hunderten von Strömen geschieht, so müsste der Ocean innerhalb kurzer Zeiträume zu

einer gesättigten Solution von Kalksalzen werden. Dies wird jedoch dadurch verhindert, dass die Mehrzahl der Meeresbewohner und zwar namentlich Mollusken, Echinodermen, Korallentiere, Foraminiferen und Kalkalgen den Kalk, welcher aus dem Inneren der Continente, vielleicht von deren höchsten Berggipfeln stammt, nachdem er in gelöstem Zustande weite Strecken durchwandert, wieder dem Wasser entziehen, ihn als feste Substanz ausscheiden und als Material für Gesteinsbildungen aufspeichern. Die Austernbänke der atlantischen Küste sind aus Kalk aufgebaut, welcher meistens aus den Alpen und anderen Gebirgen Centraleuropas stammen mag, — die Korallenriffe des Stillen Oceans mögen ihr Material zum Teil der Andeskette verdanken; auf der anderen Seite sind diese Gebirge zum Teil wiederum nichts anderes, als über den Meeresspiegel gehobene Bauten von Seetieren, kurz, — diese wie jene repräsentieren nur Stadien in dem Kreislaufe des Stoffes.

Aus dieser Skizze der Beteiligung des Wassers bei dem Entwicklungsprocesse der Erdoberfläche und der Wege, auf denen es seine Aufgabe verfolgt, geht hervor, dass die Thätigkeit des Wassers einerseits eine chemische, anderseits eine mechanische ist und in jedem dieser beiden Fälle wiederum Gestein zerstörend, Mineralsubstanzen fortführend und Gesteinsmaterial absetzend sein kann.

a) Die chemische Thätigkeit des Wassers.

G. Bischof. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. II. Aufl. Bonn 1863—66. Nebst Supplement. 1874.

J. Roth. Allgemeine und chemische Geologie. I. Band. Berlin 1879.

A. Daubrée. Les eaux souterraines à l'époque actuelle etc. II. B. und: Les eaux aux époques anciennes etc. Paris 1887.

§ 4. Das Wasser. Die Wasserdünste, welche durch die Sonnenwärme in den Luftkreis unseres Planeten emporgehoben werden, repräsentieren eine jährliche Wassermenge von über 1000 geogr. Kubikmeilen. Als Regen, Tau und Schnee schlagen sie sich auf der Oberfläche der Erde nieder. Diese enthalten etwas Kohlensäure, namentlich aber Sauerstoff und Stickstoff, welche sie aus der Atmosphäre absorbiert haben; und ihnen, wenigstens den beiden erstgenannten, verdanken die Wasser einen großen Teil ihrer Zersetzungs- und Auflösungsfähigkeit. Ihr Kohlensäuregehalt ist ursprünglich ein außerordentlich geringer (etwa 2,5 Procent der absorbierten Luft), trotzdem aber durch Kalkwasser selbst im Schnee nachweisbar. Er wird jedoch bedeutend vermehrt, sobald die Wasser in die an verwesenden vegetabilischen Resten reiche obere Schicht der Erde dringen, wo sie die durch Fäulnis der organischen Substanzen entstehende Kohlensäure aufnehmen. Endlich kann sich das Wasser mit der Kohlensäure sättigen, welche aus dem Inneren der Erde emporsteigt, und welcher dasselbe auf dem Wege nach

der Tiefe begegnet. Außer Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure führt das Sickerwasser von der Erdoberfläche organische Substanzen mit sich in die Erdteufe, wo sie u. a. infolge ihrer reducierenden Einwirkung auf die Oxyde ein wichtiges Element in dem durch circulierende Gewässer ins Werk gesetzten Umwandlungsprocesse der Gesteine bilden. In solcher Gestalt, beladen mit Sauerstoff, Kohlensäure und organischen Verbindungen, namentlich Humussäuren, ist das Wasser ein geologisches Werkzeug, dessen zersetzendem und auflösendem Einflusse keine Felsart im Laufe der Zeit widersteht. Beim Eindringen in die Gesteine verbraucht das Sickerwasser bald seinen Sauerstoff und die Kohlensäure, falls in den Gesteinen Körper vorhanden sind, welche Verbindungen mit diesen Gasen eingehen können. Dafür nimmt es aber solche Mineralsubstanzen auf, welche in ihm entweder an und für sich oder mit Hilfe der Kohlensäure löslich sind, wodurch es in den Stand gesetzt wird, weitere Zersetzungen oder neue Bildungen zu veranlassen, wenn es weiter in die Tiefe dringt. Der von den atmosphärischen Niederschlägen absorbierte Stickstoff geht mit den mineralischen Körpern, zwischen denen er, vom Wasser in die Tiefe geführt, circulierte, keine Verbindungen ein, sondern wird bis zum Wiederaustritt der Quellwasser in Absorption gehalten, macht sich dann von ihnen frei und kehrt in die Atmosphäre zurück.

§ 2. Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser. Die Tagewasser treten ihren Weg nach der Tiefe an; dabei folgen sie nicht allein den Spalten, Klüften und Schichtungsflächen der Gesteine, sondern sie dringen in diese letzteren selbst ein. Die Masse aller Gesteine ist von einem Netze feiner Haarspalten durchzogen, in welche das Wasser, ebenso wie in die Blätterdurchgänge der Gesteinsbestandteile, um so leichter einsickert, je bedeutender der Druck ist, den die auf ihm lastende Wassersäule ausübt. Wie groß die Wassermenge ist, welche im Inneren der Gebirge circulierte, zeigt sich in den Stollen und Schächten vieler Bergwerke, von deren Wänden und Firsten das Wasser tropft und rieselt, — dass feinkörnige wie grobkörnige Gesteine durchdringlich sind, wird in der vollständigen Zersetzung mancher Basalte zu Wacken, in der tief hinabreichenden Kaolinisierung mancher Granite und Porphyre offenbar, und dass Flüssigkeiten ihren Weg in selbst anscheinend vollkommen homogene Mineralmassen finden, ergiebt sich aus der künstlichen Färbung der Chalcedone und Achate; kurz keine einzige Gesteinsart setzt dem einsickern- den Wasser einen absoluten Widerstand entgegen.

Ebensowenig wie eine vollkommene Undurchdringlichkeit, existiert eine vollkommene Unzersetzbarkeit und Unauflöslichkeit irgend eines Gesteines durch Wasser. Würde auch der Chemiker ein Mineral, welches er mit Wasser behandelt hat, von dem er aber weder durch Reagentien, noch durch Abdampfen Spuren in letzterem nachweisen kann, ein unlösliches

nennen, so ist doch damit der Beweis seiner absoluten Unlöslichkeit noch nicht geführt, denn bei hohen Graden der Verdünnung reagieren Reagentien nicht mehr und der Rückstand nach dem Abdampfen kann so unbedeutend sein, dass er dem Auge entgeht. Findet aber der Geologe ein Mineral in der diesem nicht zukommenden Krystallform eines anderen, nach unseren Erfahrungen unlöslichen Mineralen (eine Pseudomorphose dieses letzteren), so beweist dies, trotz der anscheinenden Unlöslichkeit des letzteren, dass Gewässer das verdrängte Mineral im Laufe der Zeiten aufgelöst und weggeführt und ein neues an dessen Stelle abgesetzt haben, oder dass mit Hilfe des Wassers eine langsame Umwandlung der Masse stattgefunden hat. Für die Löslichkeit vieler Gesteinselemente, die für den Chemiker gewöhnlich als unlöslich gelten, sprechen vorzugsweise diejenigen Pseudomorphosen, bei welchen das Umwandlungsproduct keinerlei chemische Beziehung mehr zu dem ursprünglichen Minerale besitzt. Hierher gehören z. B. die Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Quarz, von Zinnstein nach Feldspat, Schwefelkies nach Quarz und Rotgültigerz, Quarz nach Flussspat u. s. w. In hohem Maße kommt dem Wasser bei diesen Processen sein Gehalt an Kohlensäure zu statten. Zu ganz ähnlichen Resultaten, wie die Beobachtung der natürlichen Vorgänge, hat das Experiment geführt. Es zeigte sich nämlich, dass Feldspate, Epidot, Glimmer, Turmalin, Augit, Hypersthen, Hornblende, Olivin, Chlorit, Talk u. s. w., also anscheinend unlösliche Mineralien, in feingepulvertem Zustande und beim Übergießen mit kohlensäurehaltigem oder selbst reinem Wasser so schnell von diesem angegriffen wurden, dass schon die ersten Tropfen der abfiltrierten Flüssigkeit Spuren eines jenen Mineralien entstammenden Alkalis oder einer alkalischen Erde zu erkennen gaben. Die Erfahrung lehrt, dass außer Gold, Platin, Diamant und Graphit kaum irgend ein in kohlensäurehaltigem Wasser absolut unlösliches oder unzersetzbares Mineral existiert, dass namentlich fast alle die Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Erdkruste nehmen, dem zersetzenden und lösenden Einflusse der Sickerwasser nicht widerstehen können. Die mikroskopische Untersuchung hat dies nicht nur bestätigt, sondern auch den Gang, den diese Umwandlungsprocesse nehmen, kennen gelehrt. Zunächst werden die peripherischen Partien der Gesteinsbestandteile, sowie die Wände der Klüftchen und Blätterdurchgänge in Angriff genommen. Von hier aus schreitet die Umwandlung nach dem Inneren fort, bis nur noch kleine Kerne der frischen Substanz innerhalb des netzförmigen Maschenwerkes von Zersetzungsproducten übrig bleiben und bis endlich auch diese vollständig von letzteren aufgezehrt werden. Solches gilt namentlich von den Feldspaten, Augiten, Hornblenden, dem Olivin, Cordierit, Granat, Anhydrit, Magneteisen u. s. w.

Eine Folge dieser lösenden und zersetzenden Einwirkung der Sickerwasser auf die Gesteinsbestandteile ist die, dass sie sich mit mineralischer

Substanz beladen und diese mit sich fortführen, dass also die ursprünglich reinen atmosphärischen Wasser von ihrem Wege durch die Gesteine als Mineralquellen auf die Erdoberfläche zurückkehren, und dass endlich im Laufe der langen geologischen Zeiträume, seit denen das Wasser durch die Gesteine filtriert, ganz enorme Quantitäten von Substanzen dem Erdinnern entzogen und der Erdoberfläche zugeführt werden.

§ 3. **Die hydrochemischen Processe.** Die in die Gesteine der Erdkruste einsickernden, Kohlensäure, Humussäuren und Sauerstoff mit sich führenden Wasser leiten folgende hydrochemische Vorgänge ein:

1. Auflösung.

Ganz abgesehen von einer Reihe sehr leicht löslicher, in der Natur eben aus diesem Grunde selten und nur an besonders geschützten Punkten vorkommender Salze (Eisenvitriol, Kupfervitriol, Alaun, Salpeter u. s. w.); sind es namentlich vier Gesteinsarten, auf welche die atmosphärischen Wasser direct lösend und wegführend einwirken: Gyps, Steinsalz, Kalkstein und Dolomit.

Der Gyps nimmt einen nicht unbedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erdkruste, in welcher er mächtige Stöcke und Einlagerungen bildet, und über deren Oberfläche er sich in Gestalt ganzer Hügelreihen, Bergkuppen und ansehnlicher Felsmassen erhebt (S. 38). Daraus geht hervor, dass selbst seine nur teilweise Vernichtung und Wegführung von großem Einfluss auf den Schichtenbau und die Gestalt der Erdoberfläche sein muss. Da Gyps ein in etwa 400 Teilen Wasser lösliches Salz ist, da er ferner dem auflösenden Angriffe des Wassers nicht nur auf seiner Oberfläche, sondern auch in zahllosen Klüften und Fugen ausgesetzt ist, welche das Gestein infolge seiner weiter unten zu besprechenden Entstehungsweise nach allen Richtungen durchziehen, so ergibt sich, welche bedeutenden Massen dieser Mineralsubstanz in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen in Solution entführt werden. So fördert z. B. die Lorenzquelle zu Leucker Bad (Wallis) jährlich 4 Millionen kg Gyps zu Tage, welche etwa 2300 Kubikmeter dichten Gypses repräsentieren. Infolge dieser unterirdischen, auslaugenden Thätigkeit des Wassers bilden sich nach und nach große Hohlräume, die Gypsschlotten.

Bedeutend leichter als der Gyps fällt das Steinsalz dem Wasser zur Beute und würde aus seinen zum großen Teile aus den paläozoischen Zeitaltern stammenden Lagerstätten längst vollständig entführt sein, falls es nicht zum Teil durch seine constanten Begleiter, nämlich fast wasserdichte Thonschichten, vor Auflösung und Wegführung geschützt wäre. Sie sind die Bedingungen seiner Existenz als Glied der sedimentären Schichtenreihe; deshalb ist denn auch wohl die Mehrzahl aller uns bekannten größeren Steinsalzlagerungen von Thonen bedeckt. In manchen Steinsalzlagerstätten Norddeutschlands, so in derjenigen von Stassfurt, stellen diese den Abschluss gegen das Wasser so hermetisch her, dass die dortigen, aus dem

permischen Zeitalter stammenden, also jedenfalls Millionen von Jahren alten Ablagerungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche, an die Luft gebracht, durch Anziehung der Feuchtigkeit derselben zerlaufen, vollkommen trocken geblieben sind. In ähnlicher Weise sind die Steinsalze von Wieliczka durch allseitige Umhüllung von Thon gegen den Zutritt des Wassers conserviert. Wo Sickerwasser Zugang zu Steinsalzablagerungen finden, um dann mit größerem oder geringerem Salzgehalte wieder an die Erdoberfläche zu treten, bilden sich Solquellen.

Unter den Gesteinen, welche einen noch wesentlicheren Anteil an dem Aufbau von Gebirgen nehmen, als Gyps und Steinsalz, ja solche oft ausschließlich zusammensetzen, ist es der Kalkstein, welcher in sehr beträchtlichen Mengen vom Wasser aufgelöst wird. Freilich ist derselbe nur in etwa 1000 Teilen mit Kohlensäure gesättigten Wassers und noch viel unbedeutender in reinem Wasser löslich, doch wird diese geringe Löslichkeit durch die Quantität der gerade auf den Schichtungs- und Kluftflächen der Kalksteine circulierenden Wasser ersetzt. Die Resultate sind deshalb überraschend; so hat man z. B. aus der Menge des Wassers der aus dem Teutoburger Walde und der Haar entströmenden Flüsse und ihrem Gehalte an kohlensaurem Kalk berechnet, dass dieselben jenen kleinen Gebirgen jährlich eine Quantität Kalkes entziehen, welche einem Würfel von mehr als 33 m Seitenlänge entspricht. Deshalb sind auch kalkhaltige (harte) Quellen, Höhlen und Erdfalle sehr gewöhnliche Erscheinungen im Gebiete von Kalksteinformationen.

Wie in der Tiefe, so geht diese Auflösung und Wegführung des kohlensauren Kalkes auch an der Oberfläche der Kalksteine vor sich. Vielerorts werden hier durch einsickernde Wasser geologische Orgeln, cylindrische, sack- oder brunnenartige Vertiefungen ausgehöhlt, welche dann wieder



Fig. 54. Karrenfeld am Sontie Nach Heim.

von jüngeren Einschlammungsproducten erfüllt zu sein pflegen. Auf der Oberfläche namentlich der alpinen Kalkgebirge können sich die Kohlensäure enthaltenden und Humussäuren aufnehmenden Niederschläge, z. T. unter

Benutzung der Klüftchen und der local wechselnden Widerstandsfähigkeit des Kalksteines jene berüchtigten, kahlen, wild zerrissenen Karrenfelder oder Schratten (Fig. 54) herausmodellieren*). Dieselben bestehen aus einem meist richtungslosen Gewirre von 1—2, ja 10—15 m tiefen Rinnen und Schluchten, getrennt durch abgerundete oder scharfkantige Firsten und zerschlitzte, zackige Kämme, sowie aus rundlichen Kalkbuckeln mit radiär vom Scheitel ausstrahlenden Rillen- und Furchensystemen.

Am großartigsten gelangt die gleichzeitige oberflächliche und unterirdische Auflösung und Wegführung des Kalksteines durch Wasser in den ausgedehnten Kalkgebirgen von Krain, Istrien, Dalmatien und Montenegro als Karstphänomen zum Ausdrucke**). Hier vergesellschaften sich die oberflächlichen Ausnagungserscheinungen in Form von unzähligen, schüssel-, kessel- und wannenförmigen Dolinen, geologischen Orgeln und wilden Karrenfeldern mit in der Tiefe gelegenen Grotten und sich über und neben einander hinziehenden Höhlensystemen, welche stets, periodisch oder streckenweise von unterirdischen Wasserläufen durchströmt werden. Zu ihnen führen von der durch Ausnagung modellierten Oberfläche kluftförmige Schlünde und röhrenförmige Schlote nebst ihren Einsturztrichtern (Einsturzdolinen) hinab.

Auch Dolomitspat ist in freilich sehr unbeträchtlichen Mengen durch Wasser löslich, so dass Dolomittlager allmählich der Zerstörung und Wegführung von seiten circulierender Gewässer anheimfallen. — Viel augenfälliger als dieser letzte Vorgang ist indessen die Auslaugung des überschüssigen Calciumcarbonates aus dolomitischen Kalken durch kohlen-säurehaltige atmosphärische Gewässer, — ein Process, welcher auf der geringeren Löslichkeit des Dolomitspates beruht und infolge dessen eine relative Anreicherung der ursprünglichen Gesteinsart an kohlensaurer Magnesia, die »Dolomitisierung« derselben, vor sich geht. Die beständige Wegführung des kohlensauren Kalkes verursacht die cavernöse und poröse Structur des zurückbleibenden Dolomitgesteines und zugleich die Zerstörung der Kalkschalen seiner organischen Reste. Bei weiter gehender Einwirkung von seiten der Gewässer wird diese poröse Beschaffenheit wieder verschwinden, denn sobald das Wasser keinen kohlensauren Kalk mehr findet, greift es den Dolomit selbst an und setzt denselben in den Poren tiefer gelegener Stellen krystallinisch wieder ab. Durch diesen Process kann ein bis dahin deutlich geschichtetes, versteinerungsreiches, dichtes Gestein zu

*) M. Eckert. Das Karrenproblem. (Mit vollständiger Litteratur.) Zeitsch. f. Naturw. Bd. 68. Halle 1895. S. 321.

**) Cvijic. Das Karstphänomen. Wien 1893. — K. Hassert. Phys. Geographie von Montenegro. Peterm. geogr. Mitt. Ergänz. 445. Gotha 1895. S. 72 f. (mit ausführlicher Litteratur). — A. Penck. Morphologie d. Erdoberfl. Stuttgart 1894. II. S. 269.

einem ungeschichteten oder sehr undeutlich geschichteten, versteinungsleeren, krystallinischen umgestaltet werden. In manchen Fällen wird der dolomitische Kalkstein durch Auslaugung des überschüssigen Calciumcarbonates in lose Dolomitsande (»Asche«) verwandelt. Gewöhnlich enthalten die dolomitischen Kalksteine etwas Eisen- und Mangancarbonat, sowie Thon, welche nach Wegführung des Calcium- und Magnesiumcarbonates einen eischlüssigen und manganhaltigen, thonigen Rückstand bilden, so z. B. die Terra rossa der adriatischen Küstenländer. In den Ozark-Mountains (Missouri) erreicht dieses Residuum nach Pumpelly eine Mächtigkeit von 40 m, welche nur durch Auflösung einer bis 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenreihe erzeugt worden sein kann.

2. Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien.

Das Wasser der Atmosphäre wird von der Mehrzahl der Gesteinsbestandteile im Laufe längerer Zeiträume chemisch aufgenommen, ohne dass dieselben eines ihrer Elemente dafür austauschen. Am augenfälligsten vollzieht sich z. B. die Umwandlung des Eisenoxydes in Eisenoxydhydrat auf der Insel Elba, wo der Roteisenstein von künstlichen Entblößungsstellen aus im Laufe weniger Jahrhunderte bis tief in die feste Masse hinein in Brauneisenstein umgewandelt worden ist. Einer der energischsten und folgenschwersten derartigen Vorgänge ist die Umwandlung des Anhydrites in Gyps, also des wasserfreien schwefelsauren Kalkes in wasserhaltigen, wobei ersterer ein Viertel seines Gewichtes Wasser aufnimmt, ein Process, der, local durch gewisse Bedingungen begünstigt, so rasch vor sich gehen kann, dass z. B. die zu Bex im Canton Wallis auf die Grubenhalde gestürzten Anhydritstücke bereits nach 8 Tagen beginnen, sich zu Gyps umzugestalten, und dass die Stollen, welche durch den Anhydrit führen, durch Aufblähung des an ihren Wänden in Gyps übergehenden und durch diese Wasseraufnahme sein Volumen vermehrenden Anhydritgesteines fast unfahrbar werden und von Zeit zu Zeit nachgehauen werden müssen. Auch ohne die fördernde Zwischenkunft des Menschen erfolgt diese Umwandlung und zwar im großartigsten Maßstabe an den gewaltigen Anhydritmassen, welche stockförmig zwischen die Schichten der Perm-, Trias- und Tertiärformation eingelagert sind. Die atmosphärischen Sickerwasser haben die Oberfläche dieser Stöcke bis zu wechselnder Tiefe in Gyps umgewandelt, der wie ein Mantel den noch unveränderten Anhydritkern umgiebt. Die Umgestaltung des Anhydritgesteines zu Gyps vollzieht sich in der Weise, dass das Wasser in die mikroskopischen Spaltungsrisse der einzelnen Anhydritindividuen eindrang und zuerst den die Spaltwände bildenden Anhydrit in Gyps umwandelte. Durch die hiermit verknüpfte Volumenvermehrung wurden neue Spältchen aufgerissen, von denen aus sich der gleiche Vorgang vollzog, bis schließlich auch die kleinen Anhydritkerne innerhalb der Gypsmaschen gänzlich aufgezehrt werden. Die hierdurch bedingte Volumen-

vermehrung hat die Auftreibung, Knickung und Überstürzung der überlagernden und benachbarten Schichten zur Folge gehabt, eine Erscheinung, welche früher Veranlassung gab, den Gyps für eruptiv zu halten. Die Ausdehnung des sich in Gyps umwandelnden Gesteines ist eine sehr bedeutende und beträgt nach v. Fritsch*) in linearer Richtung etwa 10, in cubischer Größe etwa 33%, so dass ein Anhydritwürfel von 1000 cbm Inhalt zu einem Gypswürfel von etwa 1330 cbm anschwillt. Wie groß die ausdehnende Kraft bei diesem Vorgange ist, ergibt sich daraus, dass die im Anhydrite des Canariathales eingesprengten, wohl ausgebildeten Krystalle von Bitterspat und Quarz im Gypse als aus einander gerissene Trümmer vorkommen.

3. Oxydation.

Die atmosphärischen Wasser enthalten, wie bemerkt, Sauerstoff in ziemlich beträchtlicher Menge; alle Substanzen, welche eine Verbindung mit diesem Gase eingehen, werden deshalb oxydiert, wenn solche Wasser mit ihnen in Contact kommen. Durch Sauerstoffaufnahme geht Magneteisen in Roteisenerz über, welches die Octaëdergestalt des ersteren beizubehalten pflegt (Martit). Das Ausgehende ganzer Magneteisenlager in Brasilien, am Lake Superior, im Erzgebirge ist in solchen Martit verwandelt. Auf einem mit Wasseraufnahme verbundenen Oxydationsprocesse beruht ferner die Umwandlung des Spateisensteines (kohlensauren Eisenoxydules) in Brauneisenstein (Eisenoxydhydrat), wobei einerseits das Wasser die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Eisen austreibt und selbst deren Stelle einnimmt, während zugleich das Eisenoxydul durch Aufnahme von Sauerstoff in Eisenoxyd übergeht. Es ist dies ein Vorgang, welchem die oberen Partien aller Gänge und Lagerstätten des Spateisensteines unterworfen sind, deren Ausgehendes oft bis zu bedeutender Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt wurde, während in noch größerer Tiefe der Spateisenstein unverändert geblieben ist. Die Oxydation beginnt an der Oberfläche der krystallinischen Aggregate, die lichtgelbe Farbe wird bräunlich, dunkelbraun und zuletzt selbst schwarz, allmählich schreitet diese Umwandlung in die Masse selbst und in die Tiefe vor. Der aus ihr hervorgehende Brauneisenstein ist porös, weil der Verlust der Kohlensäure den Betrag des aufgenommenen Wassers und Sauerstoffes übersteigt, sodass das ursprüngliche Volumen des Erzes um ungefähr ein Fünftel vermindert wird. Beispiele für den beschriebenen Process liefert das in Brauneisenstein verwandelte Ausgehende der Spateisensteinstöcke von Kärnthen, des Iberges im Harze, des Stahlberges im Thüringer Walde und vieler anderer Eisenerzlagerstätten. Auch der thonige Sphärosiderit gestaltet sich in thonigen Brauneisenstein um. Auf dieser Tendenz des Eisenoxydules, durch Aufnahme von Sauerstoff in höhere Oxydationsstufen überzugehen, beruht auch die Erscheinung,

*) Das Gotthardgebiet. Bern 1873. Anhydrit und Gyps. S. 149.

dass die durch Eisenoxydulsalze bedingte dunkelgrüne bis schwarze Färbung vieler Gesteine oberflächlich in eine rote oder braune übergeht. Ebenso unterliegt auch das Carbonat des Manganoxyduls der höheren Oxydation, sodass sich der rosenrote Manganspat schon in den Mineraliensammlungen allmählich bräunt. Als Endproducte dieses Processes resultieren Manganit, Psilomelan und Pyrolusit.

Zu den Oxydationsprocessen gehört auch die Umwandlung der Schwefelmetalle in schwefelsaure Metalloxyde (Vitriolisierung). Da alle Schwefelmetalle beim Zutritte sauerstoffhaltiger Gewässer allmählich diesem Schicksale verfallen, so würden Metallsulfate sehr häufig vorkommen, wenn nicht die meisten derselben leicht löslich im Wasser wären und von diesem fortgeführt würden. So wird Eisenkies zu Eisenvitriol, welcher durch weitere, eben beschriebene Oxydationsvorgänge in Brauneisenstein übergeht, wobei Schwefelsäure frei wird; diese wird von etwa in der Nähe befindlichem Kalkstein aufgenommen, so dass sich Gyps bildet, oder sie wird von den Wassern fortgeführt. Als ein Oxydationsproduct der Blende resultiert Zinkvitriol, aus Kupferkies Kupfervitriol und Eisenvitriol, aus Bleiglanz Bleivitriol, aus Speiskobalt Kobaltvitriol. Aus Zersetzung der durch Oxydation aus den Schwefelmetallen entstehenden schwefelsauren Metalloxyde vermittelt Wassers, welches Carbonate von Alkalien oder Erden enthält, gehen durch Umsetzung Sulfate der letzteren und kohlensaure Metalloxyde hervor, indem die Alkalien oder alkalischen Erden die Schwefelsäure, die Metalloxyde hingegen die durch Zersetzung der Carbonate freigeWORDENE Kohlensäure ergreifen. Auf diese Weise entstehen namentlich einerseits Weißbleierz, Malachit, Kupferlasur und Zinkspat, anderseits Gyps und Schwerspat. Endlich gehen aus der Zersetzung und Oxydation von Schwefelmetallen Metalloxyde hervor, welche dann das Muttermineral in Form eines feinen Überzuges incrustieren, nach bergmännischer Ausdrucksweise aus ihm »herausgeblüht« sind. Auf diese Weise kommt Molybdänocker auf Molybdänglanz, Antimonocker und Antimonblüte auf Antimonglanz, Arsenikblüte auf Arsenikkies in genetisch bedingter Vergesellschaftung vor.

Aus dem Erdöl geht durch Aufnahme von Sauerstoff zuerst das zähe Erdpech und dann der feste, muschelartig brechende Asphalt hervor, während dort, wo diese pflanzlichen und tierischen Zersetzungsproducte Gesteine imprägnieren, infolge längeren Zutrittes atmosphärischer Luft eine vollkommene Oxydation des Kohlenstoffes in entweichende Kohlensäure stattfindet. Infolge davon bleichen die ursprünglich schwarzen, von Bitumen getränkten Gesteine an der Luft ziemlich rasch, so z. B. viele Brandschiefer und Alaunschiefer, sowie auch die Asphalt-Kalksteine von Limmer bei Hannover, deren Oberfläche vollkommen weiß wird, während das Innere der Gesteinstücke schwarz oder schwarzbraun ist.

4. Carbonatbildung durch Zersetzung von Silicaten.*)

Kohlensäurehaltige Wasser zersetzen die Silicate von Kalk, Magnesia, Kali, Natron, Eisenoxydul und Manganoxydul bei gewöhnlicher Temperatur, wobei Carbonate dieser Basen gebildet werden und Kieselsäure frei wird. An der Zusammensetzung der Hauptmasse der Erdkruste nehmen Feldspat, Augit, Hornblende einen bedeutenden Anteil. Diese bestehen aber aus kieselsaurer Thonerde oder kieselsaurer Magnesia nebst Alkali-, Kalk-, Eisenoxydul- oder Manganoxydulsilicaten und werden deshalb von der Kohlensäure der Sickerwasser zersetzt. Es resultieren Carbonate von Alkalien, Kalk, Magnesia, Eisen- und Manganoxydul und zugleich wird Kieselsäure ausgeschieden, während das nur schwer angreifbare Silicat von Thonerde nach Aufnahme von Wasser als wasserhaltiges Silicat zurückbleibt. Das Brausen mit Säuren, welches man bei vielen ursprünglich keine Carbonate enthaltenden Diabasen, Basalten und Melaphyren beobachtet, deutet an, dass diese Umwandlung bereits begonnen hat. Die Producte dieser letzteren, die Carbonate, werden von den Gewässern vollständig ausgelaugt und weggeführt, — ganz zersetzte Gesteine brausen daher nicht mehr mit Säuren. Die ausgeschiedene Kieselsäure ist im Wasser löslich und wird deshalb von letzterem zugleich mit den kohlensauren Alkalien und Erden fortgeführt. Als letzter, schwer angreifbarer Zersetzungsrückstand der ausgelaugten Gesteine bleiben die wasserhaltigen Silicate von Thonerde und z. T. auch von Magnesia zurück. Diejenigen der Thonerde sind als Thon und Kaolin, die der Magnesia als Chlorit, Serpentin, Speckstein, Talk bekannt; dieselben sind demnach die zurückbleibenden, die Carbonate und Kieselsäure die weggeführten Producte des Zersetzungsprocesses vieler gemengter krystallinischer Gesteine durch kohlensäurehaltige Sickerwasser. Gesteine, deren Bestandteile in diesem von der Oberfläche nach innen zu fortschreitenden Vorgange begriffen sind, befinden sich im Zustande der Verwitterung. Mit dieser geht eine Auflockerung der Felsmassen und endlich ein Zerfallen derselben zu Grus, thonigem Sand und reinem oder eischüssigem Thon Hand in Hand. Meist schreitet dieselbe nicht gleichmäßig, sondern auf Klüften und Rissen des Gesteines besonders rasch vor. Namentlich ist dies bei den Graniten und Syeniten der Fall, welche von einem Netze von Absonderungsklüften durchzogen werden. Diesen folgt die Verwitterung, dringt von ihnen aus beiderseits in das Gestein ein und verwandelt dasselbe in mulmigen Grus (*g* Fig. 55). Als Kerne des so entstehenden Maschenwerkes von Verwitterungsproducten bleiben rundliche Blöcke von noch festem, frischem Gestein übrig (*G*). Spülen dann die atmosphärischen Niederschläge die lockeren Zersetzungsrückstände weg, so verlieren die Klötze ihren Halt,

*) Die einschl. Litteratur siehe: Roth. Allg. Geologie I. S. 112; S. 300.

stürzen nach den Lücken zwischen ihnen um und bilden nun ein oft gewaltiges Haufwerk von chaotisch aufeinander getürmten, rundlichen, »wollsackähnlichen« Blöcken, die Felsenmeere (Fig. 56; Brocken im Harz, Luisen-

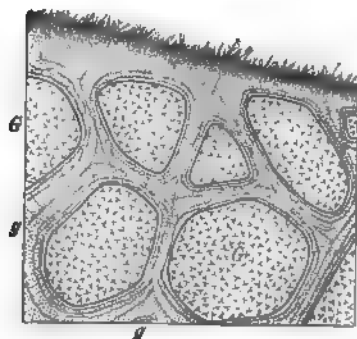


Fig. 55. Verwitterung des Granites.
G = Granitmasse im mäuligen Granitgrus (g).



Fig. 56. Durch Wegwaschung des Grases entstandenes Haufwerk von Granitblöcken.

burg und Kösseine im Fichtelgebirge, Odenwald, Böhmerwald) oder sie ragen im Falle bankförmiger Absonderung des Granites als aus »matratzenförmigen« Bänken aufgebaute Ruinen über die allgemeine Verwitterungsfläche empor (Greifensteine im Erzgebirge, Schnarcher im Harz, Rudolphstein im Fichtelgebirge).

Auf geneigtem Untergrunde werden die gröberen und erdigen Verwitterungsrückstände der Gesteine von den fließenden Gewässern weggespült (Denudation; siehe § 44). Ist dies wegen zu geringer Neigung der Erdoberfläche und deshalb mangelnden Gefälles oder wegen Wasserarmut der Gegend nicht möglich, so bleiben sie als Grus, grandiger Lehm, sandiger, kaolinischer oder eisenschüssiger Thon liegen und bilden eine mit der Zeit an Mächtigkeit (in China, den Anden, California bis zu einer solchen von mehreren Hundert Metern) zunehmende Decke über dem frischen Gesteine (accumulierende Zersetzung). Die derartigen noch auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte befindlichen Verwitterungsproducte werden als Eluvium zusammengefasst.

Als die weitverbreitetsten Mineralien, welche dem oben beschriebenen Vorgange unterworfen sind, dürfen zu nennen sein: Orthoklas, Oligoklas, Labrador, Hornblende, Augit und Olivin.

Der Orthoklas, ein Kalifeldspat, der häufigste Vertreter der Feldspatfamilie, ein Hauptbestandteil des Granites, Gneißes, Granulites, Syenites und vieler Porphyre, besteht aus 4 Atom Thonerde, 4 Atom Kali und 6 Atomen Kieselsäure, wobei jedoch fast immer ein kleiner Teil des Kali durch Natron, Kalk oder Eisenoxydul vertreten wird. Die als Kaolinisierung bezeichnete Verwitterung des Orthoklases ist eine sehr gewöhnliche Erschei-

nung. Sie beginnt auf der Außenseite des orthoklasführenden Gesteines und gewöhnlich auf der Oberfläche der Krystallindividuen und dringt von hier aus auf Blätterdurchgängen, Zwillingsnähten, Spältchen und Rissen in das Innere der Orthoklase vor. Diese verlieren zuerst ihren Glanz, werden matt, ihre fleischrote Farbe geht in eine weiße über, es bildet sich eine mit dem Fortschreiten des Processes an Dicke zunehmende Rinde; Spaltbarkeit, Härte und Zusammenhalt gehen verloren, aus dem festen krystallinischen Feldspat geht ein weißer, erdiger Thon, der Kaolin, hervor. Diese Umwandlung besteht darin, dass Kali nebst dem etwa in geringen Mengen vorhandenen Kalk, Natron und Eisenoxydul durch kohlensäurehaltige Wasser in Carbonate umgewandelt und ebenso wie ein Teil der Kieselsäure, fortgeführt werden, das zurückbleibende Thonerdesilicat hingegen 2 Atome Wasser. aufnimmt. Schematisch lässt sich der Kaolinisierungsprocess wie folgt darstellen:

	SiO ²	(Al ²)O ³	K ² O	H ² O
100 T. Orthoklas bestehen aus	64,63	18,49	16,88	—
Entführt werden	43,05	—	16,88	—
Aufgenommen werden	—	—	—	6,47
Es bleiben	21,58	18,49	—	6,47 =
				46,5 Kaolin.

So rein tritt indessen der Kaolin kaum auf, enthält vielmehr Reste des Mutterminerales in mehr oder weniger verändertem Zustande.

Die gelöste, aber oft nur auf geringe Entfernung entführte Kieselsäure hat zur Bildung von Concretionen und Gängen von Opal, Chalcedon, Quarz und Hornstein Veranlassung gegeben, wie sie sich in den Kaolinablagerungen vieler Localitäten finden.

Namentlich sind es die Granite und Porphyre, welche durch Verwitterung ihres Feldspatgemengtheiles zuerst in ihrem inneren Gefüge gelockert werden, dann zu Grus zerfallen und durch fortgesetzte Zersetzung des Feldspates Anlass zur Bildung von Kaolinablagerungen geben. Aus Granit hervorgegangen, finden sie sich in großartigem Maßstabe z. B. bei Karlsbad, bei Schneeberg in Sachsen, auf Bornholm, bei Limoges in Frankreich, bei St. Austell in Cornwall; aus der Zersetzung des Porphyres resultieren die Kaoline von Rasephas bei Altenburg, die von Morl und Trotha bei Halle u. a.

Der Sanidin, eine Varietät des Orthoklases, vertritt diesen letzteren in den jüngeren Eruptivgesteinen; er ist demnach ein Hauptbestandteil der Liparite, Trachyte und Phonolithe und wird durch die nämlichen Zersetzungsprocesse wie der Orthoklas in Kaolin umgewandelt.

Der Oligoklas, Kalknatronfeldspat, bildet einen wesentlichen Gemengteil des Granites, Quarzporphyres und Trachytes, in welchen er neben

Kalifeldspat, sowie des Diorites, Diabases, Melaphyres, Andesites und Plagioklasbasaltes, in welchen er ohne jenen vorkommt. Der Oligoklas verfällt der Kaolinisierung noch schneller als der Orthoklas, deshalb liegen oft in ein und demselben Handstücke neben noch vollkommen unzersetzten und deshalb stark glänzenden Orthoklasindividuen die bereits matten, erdigen, also schon im Zustande der Verwesung begriffenen Individuen des Oligoklases. Labrador, Natronkalkfeldspat, ist ein Hauptgemengteil des Gabbros und Hypersthenites, sowie gewisser Diabase, Dolerite und Basalte. Seiner Kieselsäurearmut und seines Kalkreichtums wegen ist der Labrador der am leichtesten zersetzbare aller größere Verbreitung besitzenden Feldspate. Bei beiden Plagioklasen ist es zuerst die Kalkerde, dann das Natron, welche durch die Kohlensäure des Sickerwassers bis zum gänzlichen Verschwinden aus ihrer Verbindung mit der Kieselsäure ausgeschieden und als Carbonate weggeführt werden.

Der thonerdehaltige Augit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Diabases, Melaphyres, Dolerites und Basaltes. Durch kohlensäurehaltige Gewässer werden demselben Kalk, Magnesia und Eisenoxydul entzogen, dagegen wird Wasser aufgenommen, so dass nur ein wasserhaltiges Thonerdesilicat zurückbleiben würde. Da aber ein großer Teil des Eisenoxyduls als Eisenoxydhydrat wieder ausgeschieden wird, so wird der bleibende Rückstand von einem eischüssigen Thon gebildet. Sehr häufig (namentlich in Diabasen) ist die Umwandlung der Augite in grüne, faserige oder schuppige, wasserhaltige Thonerde-, Magnesia-, Eisenoxydulsilicate, und zwar in Grünerde, Chlorit, Viridit, welche auf der gänzlichen oder teilweisen Entführung des Kalkes und dem Zutritt von Wasser, in gewissen Fällen (Grünerde) auch von Alkalien und Eisenoxyden beruht. Bei den Augiten der Diabase wird dieser Process dadurch eingeleitet, dass sich an den Rändern der Augitkrystalle und auf den Sprüngen, welche letztere in Menge durchziehen, eine lauchgrüne, vorherrschend schuppige, selten faserige Substanz (Chlorit, Viridit) bildet. Bei weiterer Umwandlung des Gesteines nimmt das chloritische Mineral auf Kosten des Augites an Masse und Verbreitung zu, so dass vom Augite nur noch rudimentäre Krystallbrocken übrig bleiben. Schließlich verschwinden auch diese vollständig und werden durch dunkelgrüne Chloritmaterie ersetzt. Hand in Hand mit diesem Processe geht die Ausscheidung von Magneteisenerz. Zu ganz ähnlichen Resultaten führt die Verwitterung der thonerdehaltigen Hornblende.

Aus thonerdefreien Augiten und Hornblenden hingegen resultiert durch Entführung des Kalkes, ferner eines Teiles des Eisens, sowie durch Wasseraufnahme Serpentin. Ganze Lager des letzteren Gesteines in den Vogesen, in der Oberpfalz, im sächsischen Granulitgebirge, im Böhmerwalde u. a. O. sind auf diese Weise aus Amphibol- oder aus Pyroxengesteinen hervorgegangen.

Olivin, ein Magnesia-Eisenoxydulsilicat mit 40,98 Kieselsäure, 49,48 Magnesia und 9,84 Eisenoxydul, ein Bestandteil des Basaltes, der Melaphyre, gewisser Gabbros und Diabase, namentlich aber der Olivingesteine, zersetzt sich ziemlich rasch in ein wasserhaltiges Magnesiasilicat, den Serpentin. Diese Umwandlung beruht im wesentlichen auf der Aufnahme von Wasser und gleichzeitiger Ausscheidung des Eisens, welches sich als Oxyd, Oxydul und Oxyduloxyd wieder ablagert. Die einzelnen Stadien dieses Serpentinisierungsprocesses des Olivines lassen sich an Dünnschliffen olivinhaltiger Gesteine mit dem Mikroskop auf das genaueste verfolgen. Da die Umwandlung naturgemäß von außen beginnt, und nach innen fortschreitet, so ergreift sie zuerst den Rand des Olivinkornes und verwandelt hier dieses ursprünglich vollkommen klare, licht grünlichgraue Mineral in eine dunkelgrüne, grasgrüne oder bräunliche, meist feinfaserige von Eisenerzkörnchen gespickte Serpentinsubstanz, welche, den Spältchen und Rissen des Mineralen folgend, sich in Form von netzartigen Strängen nach dem Innern desselben fortsetzt (Fig. 57). Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Capillarspalten und den Rändern aus gleichzeitig beginnt, so erhält ein solcher



Fig. 57. Ein in Serpentinisierung begriffenes Olivinkorn mit Maschenstruktur.
Nach Zirkel.

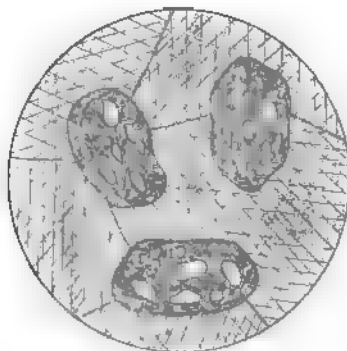


Fig. 58. Krystallinischer Kalk mit Körnern von Serpentin, letztere mit Resten von frischem Olivin.
Nach Zirkel.

Olivin eine charakteristische Maschenstruktur; nur die Centren der Maschen sind dann noch Olivin, das Netz ist Serpentin (Fig. 58). Von den Spältchen aus verbreitet sich die Serpentinisierung allmählich über die ganze Mineralsubstanz. In Dünnschliffen von Basalt, Melaphyr, Serpentin u. a. Gesteinen ist dieser Serpentinisierungsprocess des Olivines ungemein häufig zu beobachten. Auch makroskopisch lässt sich die Umwandlung des Olivines in Serpentin und zwar am vortrefflichsten an den bekannten Olivinkrystallen von Snarum in Norwegen verfolgen. Zahlreiche ausgedehnte und mächtige Lager von Serpentin sind aus derartiger Umwandlung olivinreicher Gesteine hervorgegangen; in vielen von ihnen, so in denen von Zöblitz, Nieder-

schlesien, Todtmoos, Feistritz, Kraubat, Matrey, Brünn u. a. O., sind die Beweise ihres Ursprunges dadurch gegeben, dass sich in ihnen noch Olivinkörnchen erhalten haben. Bei den aus Hornblendegesteinen hervorgegangenen Serpentinien tritt an Stelle der unregelmäßigen Maschenstructur eine den Spaltrichtungen der Hornblende folgende regelmäßige Gitterstructur.*)

Der Zersetzungsprocess der letztgenannten Gesteinsgemengtheile, also von Kalknatronfeldspat, Augit und Olivin durch die Tagewasser geht in großem Maßstabe z. B. in dem wesentlich aus jenen drei Mineralien zusammengesetzten Plagioklasbasalte vor sich. Die kohlensäurehaltigen Wasser dringen in die anscheinend dichte Basaltmasse und beginnen die in deren Gesteinselementen enthaltenen Silicate von Kalk, Natron, Kali und Eisenoxydul in Carbonate umzuwandeln. In diesem Zustande braust der Basalt bei Berührung mit Säuren. Anhaltende Circulation der Sickerwasser in diesem carbonathaltigen Gesteine bedingt die allmähliche Auslaugung der letzteren, zugleich aber eine teilweise Fortführung der aus ihren Verbindungen ausgeschiedenen Kieselsäure. Dann beginnt auch die Zersetzung der kieselsauren Magnesia und die Fortführung des entstehenden Carbonates. Den Rückstand bildet die kieselsaure Thonerde, welche Wasser aufgenommen hat, die übrige Kieselsäure und das aus Oxydation des Eisenoxydules oder Eisenoxydoxydules hervorgegangene Eisenoxydhydrat; sie repräsentieren als eisenschüssiges wasser- und zum Teil auch noch magnesiahaltiges Thonerdesilicat (Basaltwacke und Wackenthon) das Residuum des Zersetzungsprocesses des Plagioklasbasaltes, welcher ursprünglich bestand aus: 43—50 Kieselsäure, 14—16 Thonerde, 11—15 Eisenoxydul und Eisenoxyd, 10—12 Kalk, 4—9 Magnesia, 1—2 Kali, 3—5 Natron, 1—2 Wasser.

Auf ähnliche Weise entsteht der Laterit (S. 117) durch die stetig bis zu großer Tiefe fortschreitende Zersetzung der krystallinischen Gesteine feuchter Tropenregionen, mit der eine rasche Oxydation der Eisenverbindungen in intensiv rotes Eisenoxyd verbunden ist**).

Nicht nur die Massengesteine, sondern auch fast die sämtlichen übrigen Felsarten verfallen an ihrer Oberfläche unter der Einwirkung der oben geschilderten hydrochemischen Processe der Verwitterung, dadurch der Lockerung und schließlich der Auflösung zu einem mit Gesteinsbrocken und -scherben gespickten Verwitterungsboden, der Dammerde oder Ackererde.

*) Über Serpentinisierung vergl. F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. 1894. III. S. 377. Litteratur S. 404.

**) Pechuel-Lösche. Ausland 1884. S. 402. — Posewitz. Peterm. geogr. Mitt. 1887. S. 20. — Schenck. Z. d. D. g. Ges. 1890. S. 610. — J. Walther. Einleit. in d. Geologie. 1894. S. 803—811.

Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, dass das Wasser in der vielfältigsten und erfolgreichsten Weise bestrebt ist, dem Gebirgsinneren Material zu entziehen. Viele Mineralsubstanzen löst es direct (Steinsalz, Kalkstein), andere, die ihm widerstehen, wandelt es vorher in lösliche um (Schwefelkies in Eisenvitriol, Kupferkies in Kupfer- und Eisenvitriol, Anhydrit in Gyps), um sie dann zu entführen, noch andere schwer lösliche zersetzt es mittels seines Kohlensäuregehaltes und bemächtigt sich aller dann löslichen Elemente (der Alkalien, des Kalkes, des Eisenoxyduls und eines Theiles der Magnesia und der Kieselsäure der Feldspate, Hornblenden und Augite), sodass wenigstens eine teilweise hydrochemische Entführung des ursprünglichen Gesteines stattfindet, während die Residua dem mechanischen Transporte durch die fließenden Gewässer überliefert werden. Kurz, überall tritt die Tendenz des Wassers hervor, entweder die Gesteinselemente direct zu lösen, oder nach Zersetzung unlöslicher Verbindungen wenigstens einen Teil derselben zu entführen. Gewisse Reactionen gegenseitig auf einander einwirkender Minerallösungen verzögern freilich diesen Process der Auslaugung dadurch, dass von neuem schwer lösliche Verbindungen entstehen. Dieser Umstand tritt z. B. ein, wo kieselsaure Alkalien mit schwefelsaurer Magnesia oder Chlormagnesium in Berührung gelangen, wobei kieselsaure Magnesia gebildet wird, ferner wo durch Schwefelwasserstoff aus kohlensauren und kieselsauren Metallsalzen Schwefelmetalle gefällt werden. Solche Vorgänge halten den Auslaugungsprocess, welchem die Erdkruste unterworfen ist, zwar auf, gleichen ihn aber bei weitem nicht aus. In den wasserhaltigen Silicaten der Thonerde und Magnesia sehen wir die nur in geringem Maße angreifbaren, nicht aber die gänzlich unlöslichen Rückstände des Extractionsprocesses der Gesteine vor uns.

Die Lösungen, in welche die ursprünglich reinen Sickerwasser durch letzteren umgewandelt werden, sind hauptsächlich solche der

Carbonate von Kali, Natron, Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Mangan-
oxydul;

Sulfate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Kupferoxyd und anderen
selteneren Metallen;

Silicate von Alkalien, Kalk, Magnesia, Thonerde, Eisenoxyden;

Kieselsäure;

Chlornatrium und andere Chlorüre, sowie Fluoralkalien.

Diese Lösungen werden zum Teil, ohne weitere Veränderungen zu erleiden und ohne neue Verbindungen und Zersetzungen einzugehen, als Mineralquellen zu Tage oder in unterirdische Hohlräume treten und dort durch Verlust eines Theiles der Kohlensäure oder durch Verdunstung des Wassers ihre Bestandteile wieder absetzen. Andere jener Lösungen aber leiten durch ihr Zusammentreffen direct neue chemische Vorgänge entweder

gegenseitig unter sich oder durch Einwirkung auf mineralische Gesteinsgemengteile ein, wobei dem Spiel der chemischen Wahlverwandtschaften ein weites Feld eröffnet ist.

§ 4. Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen (Secretionen). Wenn die durch Auslaugung des Gebirgsinnern von Seiten reiner oder kohlensäurehaltiger Wasser entstandenen Mineralsolutionen mit atmosphärischer Luft in Berührung gelangen, verdunstet ein Teil des Wassers oder der Kohlensäure und die aufgelösten Mineralsubstanzen scheiden sich zum Teile aus. Zu diesem Vorgange der Secretion bietet sich innerhalb der Erdkruste auf Gesteinsfugen, in Spalten, Höhlen- und Blasenräumen Gelegenheit.

Wo von haarspaltenartigen Klüften und Schichtfugen, z. B. des Kalksteines, im Gesteine circulierende Lösungen von Eisen- und Mangan-carbonaten eingesogen werden, scheiden sich Eisen- und Manganhydroxyd in Form außerordentlich zierlicher moos- oder baumartiger Silhouetten als **Dendriten** ab.

In den Blasenräumen vulkanischer Gesteine setzen sich deren wässerige Extractionsproducte z. T. als **Mandeln** wieder ab und verwandeln das ursprünglich blasige Gestein in einen Mandelstein. So werden die Blasenräume der Melaphyre von Grünerde, Chalcedon, Quarz, Amethyst, Zeolithen, Prehnit und Kalkspat, diejenigen der Diabase namentlich von Kalkspat, sowie von Quarz und Chlorit ganz oder teilweise ausgefüllt, welche von der Zersetzung der Augite und Plagioklase dieser altvulkanischen Gesteine herrühren, wobei letzteren Kalkcarbonat und Kieselsäure entführt (s. S. 203) und in den Blasenräumen wieder abgesetzt wurden. Die Zeolithe, so Natrolith, Skolecit, Desmin, Stilbit, Analcim und Chabasit, welche die häufig nicht gänzlich ausgefüllten, also drusigen Blasen auskleiden, verdanken ihr Material den Silicaten von Kalk, Natron, Kali und Thonerde, welche bei der Zersetzung der Gesteinsbestandteile von Seiten der Gewässer nicht vollständig in Carbonate umgewandelt, sondern z. T. als Silicate fortgeführt wurden, und bestehen gewissermaßen aus regenerierter, wasserhaltiger Feldspatsubstanz. Deshalb finden sich diese Zeolithe nur in den Hohlräumen von Gesteinen, welche leicht zersetzbare Feldspate enthalten, nicht aber in Orthoklasgesteinen wie Granit und Quarzporphyr, und aus diesem Grunde kommen auch natron- und kalkhaltige Zeolithe häufiger vor als kalihaltige.

Sehr häufige Erscheinungen sind Basaltmandelsteine, in deren ursprünglichen Blasenräumen sich Chalcedon, Opal, Hyalith, Quarz, Amethyst, Kalkspat, Aragonit, Sphärosiderit, Dolomitspat, Grünerde, Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Laumontit, Prehnit und andere Silicate angesiedelt haben, welche dem nämlichen Extractionsprocesse ihren Ursprung verdanken. Letzteres gilt auch von den in den Basalten, Diabasen und Melaphyren nicht seltenen Nestern und Adern von Kalkspat.

In den Phonolithen widersteht zwar der Sanidin als Kalifeldspat der Zersetzung hartnäckiger, dahingegen begünstigen zwei andere natronreiche und sehr leicht zersetzbare Gemengteile, der Nephelin und Nosean, die Bildung von Zeolithen und zwar namentlich von Natrolith, welcher begleitet von Desmin, Apophyllit, Chabasit, Analcim, Kalkspat und Hyalith fast überall, wo Phonolithe auftreten, die Drusen- und Spaltenräume dieses Gesteines auskleidet, während deren Umgebung oft förmlich ausgelaugt erscheint.

Ähnliche Neubildungen von Mineralien und zwar namentlich von Zeolithen, wie sie in den Blasenräumen der in Zersetzung begriffenen Gesteine sich vollziehen, sind von Daubrée aus dem Mauerwerke altrömischer Bäder, z. B. von Plombières in den Vogesen beschrieben worden*). Hier haben sich in den Poren, Höhlungen und Klüften der von den silicathaltigen Thermalwassern durchströmten Ziegelsteine und des Mörtels, ganz wie in den Melaphyr-, Phonolith- und Basaltmandelsteinen, Krystallgruppen und Aggregate von Chabasit, Harmotom, Mesotyp, Apophyllit, Gismondin, Kalkspat und Aragonit, ferner Incrustate von Opal, Hyalith und Chalcedon angesiedelt.

Ebenso wie in Blasenräumen konnten die der Gesteinsauslaugung entstammenden Solutionen ihren Mineralgehalt in Spalten absetzen, durch deren allmähliche Ausfüllung dann Mineralgänge entstehen. Diese führen entweder nur Kalkspat, Quarz, Schwerspat oder Flussspat, oder aber neben diesen, ja selbst ausschließlich Erze, von welchen die des Eisens, Bleies und Kupfers die gewöhnlichsten sind. Der Kalkspat stammt entweder von der directen Auflösung der Kalksteine (daher die Häufigkeit von Kalkspat in Spalten und Klüften der Kalksteinformationen) oder von der Zersetzung der Kalksilicate des Nebengesteines (z. B. des Diabases). Der Quarz ist vorwiegend ein Absatz aus Gewässern, welche sich bei der Zersetzung von Silicatgesteinen mit der freiwerdenden Kieselsäure beladen. Der Schwerspat dürfte sich meist aus Lösungen von kohlensaurem Baryt, welche mit Sulfate führenden Gewässern zusammenkamen, ausgeschieden haben. Das Barytcarbonat in den Sickerwassern ist z. T. aus dem Barytgehalte vieler Feldspate zu erklären (nach Sandberger enthält der Orthoklas des Schwarzwald-Gneißes und -Granites 0,22—0,84%, der des Karlsbader Granites 0,48% Baryt). Der Flussspat gelangt in die Gangspalten dadurch, dass kohlensaure Alkalien die zufälligen Flussspatgemengteile des Nebengesteines zersetzten, wodurch sich Fluoralkalien bildeten, welche als Lösung in die Spalten geführt wurden und hier, falls sie mit Kalksilicaten in Berührung kamen, die Ausscheidung von Flussspat veranlassten. Übrigens ist dieses

*) A. Daubrée. Experimental-Geologie. Deutsch v. A. Gurlt. Braunschweig 1880. S. 438 und Eaux souterraines aux ép. anciennes. Paris 1887. S. 30.

Mineral auch in 26 923 Teilen reinen Wassers löslich und kann deshalb auf directem Wege zum Absatze in Spalten gelangen. Ebenso wie in Blasenräumen können auch Silicate und zwar namentlich Zeolithe, in Gängen auftreten, wohin die Elemente zu ihrer Bildung in gelöstem Zustande geführt werden. So sind die Andreasberger Silbererzgänge reich an Harmotom, Apophyllit, Analcim, Stilbit und Desmin, die Kupfergänge am Lake Superior in Nordamerika an Apophyllit, Analcim, Prehnit und Laumontit.

Wie Quarz für sich allein, so krystallisierte er auch in Verwachsung mit Orthoklas aus wässeriger, dem Nebengestein entstammender Lösung aus, z. B. auf der Oberfläche der in Zersetzung begriffenen Porphyrgerölle des Kohlenconglomerates bei Euba unweit Chemnitz, — ja es können auch krystallinisch körnige Aggregate von Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Glimmer und Turmalin aus mineralhaltigen Sickerwassern in Spalten zur Ausscheidung gelangen und entweder die Wände derselben incrustieren, oder sie durch vollständige Ausfüllung zu granitartigen oder pegmatitischen Gangsecretionen umgestalten*).

Das Auftreten von Erzen in Gangspalten ist dadurch bedingt, dass lösliche Metallsalze durch Gewässer in jene geführt und darin, falls hier gewisse Bedingungen erfüllt sind (Reactionen, Verdunstung), als schwerlösliche Schwefelmetalle und Metalloxyde abgeschieden werden. Der Ursprung der den Spalten zugeführten Metallsalzlösungen ist ein höchst mannigfaltiger. Oft mögen dieselben als Metallsulfate von der Vitriolisierung von Schwefelmetallen (S. 202) herkommen, wie solche den Gesteinen sehr gewöhnlich in größeren oder geringeren, z. T. mikroskopischen Dimensionen und schwankenden Mengen beigemischt sind. Andererseits werden aber auch durch Zersetzung der in den Glimmern, Hornblenden und Augiten der Gesteine enthaltenen Silicate von Eisen und Mangan, sowie spurenweise auch wohl von Kupfer, Blei, Kobalt, Nickel, Wismuth, Silber, Arsen, Antimon und Zinn von seiten kohlensäurehaltiger Wasser (S. 203) Carbonate gebildet, die mit der ausgeschiedenen Kieselsäure in die Spaltenräume gelangen können. Endlich gehen auch directe Lösungen der Silicate von z. B. Zink, Kupfer, Nickel, Blei und Silber, sowie der als Gemengteile der Kalksteine und Dolomite vorkommenden Eisen- und Mangancarbonate vor sich. — In den Gangspalten fand also einerseits eine Ansammlung von Sulfaten, Carbonaten und Silicaten von Metalloxyden statt, auf der anderen Seite war die Möglichkeit des Zutrittes von schwefelwasserstoffhaltigen Gewässern geboten. Fand dieses Gas Zutritt zu den Metallsalzsolutionen, so gelangten Schwefelmetalle zur Ausscheidung. Wo es hingegen in Spalten

*) H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1875. S. 404—223. — F. Klockmann, ebendort. 1882. — G. vom Rath, ebendort. 1870. S. 644. — St. Hunt. Amer. Journ. 1871. Vol. I. S. 82. 182; 1872. Vol. III. S. 445.

an Schwefelwasserstoff fehlte, da schieden sich die Erze, wenigstens manche derselben, als schwerlösliche Metallsalze, als Carbonate und Phosphate oder in Verbindung von Metallsäuren aus. Auf diese Weise sind die Gänge von Brauneisenstein und Spateisenstein entstanden. Kohlensaures Eisenoxydul ging aus directer Lösung oder aber aus Zersetzung der Silicate dieses Metalles hervor und wurde in die Gangspalten geführt, wo es sich, je nachdem die atmosphärische Luft Zutritt hatte oder nicht, als Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) oder als kohlensaures Eisenoxydul (Spateisenstein) absetzte, während durch Beimischung von schwefelwasserstoffhaltigem Wasser Schwefelkies resultierte.

Die Abstammung aller innerhalb der Spalten zur Ausscheidung gelangten Erze findet Sandberger und vor ihm Forchhammer ausschließlich in den Metallsilicaten der Bestandteile des directen Nebengesteines der Gangspalten; nach ihm entstehen somit die Erzgänge durch *Lateralsecretion**). Gewichtige Bedenken gegen die Verallgemeinerung dieser Theorie wurden von A. Stelzner geltend gemacht**). Auf Grund dieser Einwürfe bleibt es wahrscheinlich, dass die Mehrzahl der Erzgänge Mineralquellen, welche aus größerer Tiefe und Entfernung stammen und dort bereits auslaugend auf die durchsickerten Gesteine eingewirkt haben, ihren Ursprung verdanken. Die Entstehung anderer (z. B. der Zinnober- und Zinnsteingänge) steht mit vulkanischen Nachwirkungen in Zusammenhang, ist also auf Absätze durch Solfataren, Fumarolen und Thermen zurückzuführen.

In ganz analoger Weise wie auf Spalten konnten die mit Mineralsubstanzen beladenen, unterirdisch circulierenden Gewässer auf **Höhlen** treffen und hier einen Teil ihrer Last absetzen. Am gewöhnlichsten war dies mit Lösungen von doppeltkohlensaurem Kalke der Fall, aus welchen sich bei der Verdunstung des Wassers oder nach Verdrängung der halb gebundenen Kohlensäure durch die atmosphärische Luft kohlensaurer Kalk als Tropfstein ausscheidet. Dieser bildet dort, wo die Solution sich auf den Wandungen der Höhle ausbreitet, mehr oder weniger dicke Incrustationen (Höhlensinter), an Punkten aber, an denen die Wassertropfen so langsam fallen, dass sie an der Höhlendecke hängen bleiben, bis sich ein Teil des Kalkspates ausscheidet, resultieren eiszapfenartige Gebilde von Kalksinter, die Stalaktiten. An den Stellen, wo die fallenden Tropfen aufschlagen, findet der Absatz des letzten, bis dahin noch in Lösung befindlichen Restes

*) Sandberger. Berg- u. Hüttenm. Zeit. 1877. No. 44 u. 45. 1880. No. 33; Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 350; Untersuch. über Erzgänge I. 1883. II. 1885.

**) Stelzner. Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 644. N. Jahrb. 1884. II. S. 208; Berg- u. Hüttenm. Zeit. 1880. No. 3; Festschrift d. Isis 1883. S. 46; Die Lateralsecretions-Theorie. Freiberg 1889; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. S. 377.

von kohlensaurem Kalke statt, der zur Bildung von Stalagmiten Veranlassung giebt. Diese wachsen allmählich in die Höhe, also den Stalaktiten



Fig. 59. Tropfsteingebilde der Adelsberger Höhle in Krain.

entgegen, bis sie sich zuweilen mit diesen vereinen und dann Kalksintersäulen (Orgeln) bilden. Nicht immer ist es rhomboëdrischer kohlensaurer Kalk, Kalkspat, welcher auf diesem Wege zum Absatze gelangt, sondern zuweilen auch, und zwar wahrscheinlich infolge der Beimischung fremdartiger Lösungen, Aragonit, so namentlich in der Höhle von Antiparos. Höhlen im Kalksteingebirge, in welchen sich Stalaktiten finden, sind außerordentlich häufig. Jede derselben ist ein lehrreiches Beispiel dafür, dass Gewässer, welche durch Spalten und Klüfte des Kalksteines sickern, mit Hilfe freier Kohlensäure kohlensauren Kalk auflösen und denselben in Hohlräumen infolge langsamer Verdunstung des Wassers und der Kohlensäure wieder absetzen. Seltener sind die Fälle, wo in Höhlen Schwefelmetalle in ähnlicher Weise wie in Spalten zur Ablagerung gelangten. Die großartigsten hierher gehörigen Vorkommnisse sind die Bleiglanz-, Schwefelkies- und Zinkblendeabsätze in den Höhlen des dolomitischen Silurkalkes der Bleiregion am oberen Mississippi, an deren Wandungen sie nicht nur als fußdicke Krusten auftreten, sondern auch in liniendicken Lagen mit Kalksinter abwechselnd die regelmäßigsten Stalaktiten bilden, welche dann auf dem Querbruche lauter concentrische Ringe jener Erze und zwischen diesen solche von Kalksinter zeigen. Ganz ähnliche Höhlenincrustate und z. T. zapfenartig herabhängende Stalaktiten von Bleiglanz und Blende finden sich in den im triadischen Dolomit aufsetzenden Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Ebenfalls verhältnismäßig seltene Erscheinungen sind die von krystallisierten Mineralabsätzen und zwar vorzüglich von Bergkrystall ausgekleideten Höhlen im Granite, die sogenannten Krystallkeller. Sie finden

sich z. B. im Granite des Riesengebirges, sowie der Alpen, namentlich in Savoyen und der Schweiz. Besonders berühmt sind die Krystallhöhlen des Zinkenstockes im Berner Oberlande und jene des Viescher Thales und von Naters in Oberwallis, welche letztere Quarzkrystalle von mehr als einem Meter Durchmesser geliefert hat.

§ 5. Mineralquellen und deren Absätze*). Diejenigen in Lösung befindlichen Mineralsubstanzen, welche weder in Blasenräumen, noch in Höhlen oder Spalten zum Absatz gelangten, führen die Quellen der Erdoberfläche zu, auf welche die Wasser ursprünglich als reines Regenwasser niedergefallen waren, um jetzt nach zurückgelegter unterirdischer Laufbahn als Mineralquellen zu derselben zurückzukehren. Am reichsten an mineralischem Gehalt sind (abgesehen von den S. 457 besprochenen heißen Quellen) die Sauerquellen, welche in der Kohlensäure ein außerordentlich wirksames Lösungs- und Zersetzungsmittel besitzen, während die gewöhnlichen Quellen viel weniger mineralische Substanzen mit fortführen. Sehr selten finden sich Quellwasser, welche nicht wenigstens Spuren von Chlorüren, in den meisten Fällen von Chlornatrium, neben diesem von Chlorkalium und Chlormagnesium zeigen. Es ist dies selbst bei solchen der Fall, welche aus Granit, Porphyr, Syenit, Basalt und Trachyt emporbrechen. Quellen, welche einen bedeutenden Procentsatz von Chlornatrium aufgelöst enthalten, bezeichnet man als Solquellen, in denen neben Chlorüren meist auch Brom- und Jodverbindungen enthalten sind. Von Sauerstoffsalzen sind Lösungen der Carbonate von Kalk, Magnesia, Kali, Natron und Eisenoxydul am häufigsten; sie resultieren zum großen Teile aus der Zersetzung von Silicatgesteinen (siehe S. 203). Die Großartigkeit dieses Processes geht aus folgendem Beispiel hervor: 10 000 Pfund Wasser eines Säuerlings, welche nur 4,3 Pfund kohlensaures Natron (eine verhältnismäßig sehr unbedeutende Menge) enthalten, mussten zur Erlangung dieses letzteren 6,5 Pfund Natronfeldspat zersetzen. Eine derartige Mineralquelle, welche (wie z. B. eine solche in der Umgebung von Burgbrohl) in 24 Stunden 76 362 Pfund Wasser liefert, verlangt daher für diese Zeit die vollständige Zersetzung von 49,6, mithin für ein Jahr von 49 404 Pfund Natronfeldspat, um die in ihm enthaltene Menge von kohlensaurem Natron erwerben zu können. Da nun die Zahl der kohlensauren Alkalien führenden Säuerlinge außerordentlich bedeutend ist, so kann man auf die enorme Tragweite des durch sie eingeleiteten Zersetzungsprocesses schließen. Die meisten der kalk- und magnesiicarbonathaltigen Quellen entstehen durch directe Extraction des Kalksteines und Dolomites, sind deshalb in Gegenden, an deren Aufbau die

*) Specielleres bezüglich § 5 u. 6, namentl. erschöpfende Zusammenstellungen von Analysen siehe in Roth. Allgem. u. chem. Geologie. I. 1879. S. 437—621. — H. Haas. Quellenkunde. 1895. S. 428—464.

genannten Gesteine einen wesentlichen Anteil nehmen, allgemein verbreitet und werden als hart, die eisencarbonathaltigen hingegen als Stahlquellen bezeichnet.

Nächst den Chlorüren und Carbonaten sind unter den in Wasser löslichen Mineralsubstanzen die schwefelsauren Salze die häufigsten und walten in manchen Mineralquellen vor den übrigen Bestandteilen vor, so das schwefelsaure Natron in den Karlsbader, Marienbader und Franzensbader Quellen und der Gyps in sehr vielen Gewässern. Kieselsaure Alkalien kommen in vielen Quellwassern, welche aus Granit-, Gneiß- und Porphyruntergrund hervorbrechen, wenn auch meist nur in geringer Menge vor; viel seltener enthalten sie Silicate von Kalk, Magnesia, Thonerde oder Eisenoxydul. Je nach ihrem längeren oder kürzeren Verweilen in löslichen Gesteinen werden die Gewässer mehr oder weniger von diesen mit sich führen, — gesättigte Solutionen sind jedoch nur von Kochsalz und Gyps bekannt.

Die Schwefelquellen enthalten außer Schwefelwasserstoff meist noch Schwefelnatrium und Schwefelcalcium sowie Sulfate (Aachen, Aix).

Quellabsätze von kohlensaurem Kalke gehören zu den gewöhnlichsten Erscheinungen, von denen die an Kalkstein reichen Gegenden Deutschlands zahllose Beispiele liefern, unter welchen die Erwähnung der Kalktuffablagerungen von Neckarelz, Cannstatt (15—20 m mächtig), von Tonna bei Gotha, von Weimar, von Vlotho genügt. Kaum irgend ein Land vermag indessen so ausgezeichnete Kalksinterabsätze aufzuweisen als Italien, wo die kalkreiche Kette der Apenninen das Material dieser Travertinablagerungen liefert. Am reichlichsten und großartigsten geht die Travertinbildung an den Kaskaden von Tivoli vor sich. Auch Absätze von Eisenoxydhydrat bilden sich an zahlreichen Punkten, so in der Umgebung des Laacher Sees, vor unseren Augen aus Eisensäuerlingen. Man hat berechnet, dass die Mineralquellen jener Gegend in 1000 Jahren ein Eisenvockerlager von ungefähr $\frac{1}{8}$ Quadratmeile Größe und $\frac{1}{3}$ m Mächtigkeit absetzen können. Aus der bereits erwähnten Solquelle von Neusalzwerk in Westfalen setzen sich sehr beträchtliche Mengen von Kalksinter und Eisenvocker, jedoch in sehr ungleichen Verhältnissen ab. In der Nähe der Ausflussöffnung schlägt sich Eisenoxydhydrat nebst wenigem kohlensaurem Kalke nieder, während in größerer Entfernung von jener der kohlensaure Kalk vorherrscht. Dies ist die Folge davon, dass das Eisenoxydulcarbonat durch Oxydation viel rascher zersetzt wird und Eisenhydroxyd liefert, als das Entweichen der das Kalkcarbonat lösenden Kohlensäure stattfindet. Es zeigt dieses Beispiel, wie sich aus ein und derselben Quelle Lager oder Gänge bilden können, welche teils aus Eisenvocker, teils aus Kalk bestehen. Die Solquelle von Neusalzwerk bringt jährlich 376 cbm kohlelsauren Kalk und 17 cbm Eisenoxydhydrat auf die Erdoberfläche, kurz erfüllt die Bedingungen zur Bildung der mächtigsten

Brauneisenstein- und Kalkspatablagerungen, wenn solche Gewässer Jahrtausende fließen. In ähnlicher Weise wie kohlensaurer Kalk bilden sich z. B. in Oberschlesien und bei Stollberg unfern Aachen aus den dortigen Erzlagerstätten ent quellenden Wassern Incrustate von Zinkspat. Neben Carbonaten sind Quellabsätze von Kieselsäure (siehe S. 157), von Eisenkies (z. B. bei Burgbrohl), namentlich aber von Gyps bekannt. Letztere entstehen überall da, wo gypshaltige Gewässer verdunsten; daher finden sich Gypskristalle und Gypsincrustate häufig in Thonlagern, in Mergeln, in Geröll- und Sandablagerungen, an den Wandungen von Grubenbauten und längs der Meeresküste sowie in der Umgebung verdunstender Salzseen. Viele Schwefelquellen setzen Schwefel ab, der aus der Oxydation des Schwefelwasserstoffes entsteht.

§ 6. Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen. Die mineralischen Substanzen, welche sich aus ihren wässerigen Lösungen weder in Hohlräumen des Erdinneren, noch bei dem Austritte der Quellen an die Tagesoberfläche absetzen, werden den Bächen und Flüssen und von diesen dem Meere zugeführt. Aus der Untersuchung zahlreicher Ströme hat sich herausgestellt, dass unter allen ihren anorganischen Bestandteilen der kohlensaure Kalk in größter Menge vorkommt, sodass z. B. der Rhein in 10000 Teilen seines Wassers 4,6 bis 2,5 Teile gelöster Bestandteile und darunter etwa 1 Teil Kalkcarbonat enthält und die Themse dem Meere jährlich mehr als 360 Millionen kg dieses Carbonates zuführt. Kohlensaure Magnesia findet sich in den Flüssen nur in der geringen Menge, in welcher dieses Carbonat in der Regel den Kalksteinen beigemischt ist; nur dort, wo die Gewässer dolomitische Gesteine durchschneiden, wird ihr Gehalt an kohlensaurer Magnesia etwas bedeutender. Ähnliches gilt von den Sulfaten von Kalk und Magnesia. Die Menge der Chlorüre jedoch, welche dem Meere zugeführt werden, ist eine sehr unbedeutende; noch viel unbedeutlicher ist der Kieselsäuregehalt der Flüsse. Die 6 Milliarden Kubikmeter Wasser, welche Böhmen jährlich durch die Elbe verlassen, entziehen deren 880 Quadratmeilen großem böhmischen Flussgebiete im Jahre 1169,82 Millionen kg fester Substanzen, und zwar 547,14 Mill. kg in suspendirtem und 662,68 Mill. kg in gelöstem Zustande und unter letzteren 140,38 Mill. kg Kalkerde, 28,13 Mill. kg Bittererde, 54,52 Mill. kg Kali, 39,6 Mill. kg Natron, 25,32 Mill. kg Chlornatrium, 45,69 Mill. kg Schwefelsäure und 1,5 Mill. kg Phosphorsäure*).

Der mineralische Gehalt der Flüsse ist großen Schwankungen unterworfen. Im Sommer und Winter, also in der trockenen Jahreszeit und in der, wo der Boden mit Schnee und Eis bedeckt ist, sind es nur die Quellen, welche die Flüsse speisen, dann ist der Mineralgehalt derselben am

*) Breitenlohner. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1876. Nr. 8. S. 172.

bedeutendsten. Zur nassen Jahreszeit hingegen, wo die Regen- und Schneewasser bei weitem mehr als die Quellwasser betragen, sinkt der Gehalt an aufgelösten Bestandteilen herab und wird von den mechanisch suspendierten Teilchen stark überwogen.

Die Quantität der von den Flüssen dem Meere zugeführten mineralischen Bestandteile erscheint auf den ersten Blick sehr unbedeutend, stellt sich jedoch in ihrer wahren Größe dar, sobald man die enormen Wassermassen in Betracht zieht, welche stetig dem Oceane zuströmen. Da Flüsse wie der Rhein, die Donau, die Rhône und die Elbe mindestens $\frac{1}{6000}$ mineralische Substanzen in aufgelöstem Zustande enthalten, so führen sie dem Meere in 6000 Jahren soviel der letzteren zu, als das Gewicht ihrer jährlichen Wassermasse beträgt, — genügende Mengen, um im Laufe längerer geologischer Zeiträume die mächtigsten Steinsalz-, Kalkstein- und Gypsablagerungen zu bilden.

Im Meereswasser selbst sind bis jetzt, abgesehen von Sauerstoff und Wasserstoff, sowie organischen Substanzen folgende Stoffe nachgewiesen worden: Chlor, welches nächst den Bestandteilen des Wassers die größte Menge der im Meere vorkommenden Elemente ausmacht, Brom, Jod, Fluor, Schwefel (als Schwefelsäure und Schwefelwasserstoff), Phosphor, Kohlenstoff (als freie oder an Kalk und Magnesia gebundene Kohlensäure), Silicium (als Kieselsäure), Bor (als Borsäure), Silber (als Chlorsilber), Kupfer, Zink, Blei, Kobalt, Nickel, Eisen, Mangan, Aluminium, Magnesium (nächst Chlor, Schwefelsäure und Natrium am gewöhnlichsten), Calcium (meist als kohlen-saurer, schwefelsaurer und phosphorsaurer Kalk oder als Fluorcalcium), Strontium, Baryum, Natrium, Kalium und endlich Gold, Arsen, Cäsium und Lithium. Von diesen Grundstoffen sind Chlor, Schwefel, Calcium, Magnesium und Natrium die wesentlichsten und betragen im Durchschnitte 3,5 Procent des Meereswassers. Die Salze des letzteren bestehen aus 78 Procent Chlornatrium, — 9,6 Chlormagnesium, — 6,5 Magnesiasulfat, — 3,7 Kalksulfat, — 1,8 Chlorkalium, — 0,4 Kalkbicarbonat. Der Gehalt des Meeres an festen Bestandteilen ist ein constanter und schwankt nur local infolge der ungleichen Verdunstung in verschiedenen Breitengraden, der Schmelzung großer Eismassen in den Polarzonen und des Zuflusses großer Ströme. So ist die Ostsee als ein verdünntes Meereswasser zu betrachten, dessen Salzgehalt in der Richtung der Tiefe steigt, sodass sich in jedem verticalen Querschnitte eine Zunahme des Salzgehaltes und damit des specifischen Gewichtes von oben nach unten nachweisen lässt. In der Kieler Bucht beträgt der Salzgehalt an der Oberfläche 1,7, in etwa 30 m Tiefe 2,1 Procent. Von der Zufuhr süßen Wassers rührt ferner der an der Küste geringere Salzgehalt des Oceanes her; auf der anderen Seite ist der des Mittelländischen Meeres (3,96—4,46 Procent) etwas bedeutender als der des Atlantischen Oceanes (3,6). Noch viel größer ist die Differenz des Salzgehaltes des Welt-

meeres und solcher Binnenmeere, welche zwar Zuflüsse, aber keine Abflüsse besitzen und sich der zuströmenden Wasser bloß durch Verdunstung entledigen. Infolge davon concentrieren sich nach und nach die ihnen in starker Verdünnung zugeführten Mineralsubstanzen, wie dies namentlich im Great Salt Lake in Nordamerika und im Toten Meere der Fall ist. Das Wasser des letzteren enthält etwa 25 Procent Salze aufgelöst, unter welchen Chlormagnesium bei weitem vorwaltet, während Chlornatrium, Chlorkalium, Chlorcalcium und Brommagnesium mehr zurücktreten und Sulfate fast ganz fehlen.

§ 7. Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schichtenstörungen infolge der unterirdischen Thätigkeit des Wassers. Wie erfolgreich die Gewässer ihrer Aufgabe nachkommen, dem Inneren der Erdkruste mineralische Substanzen zu entziehen, ergibt sich nicht allein aus der Quantität ihrer Absätze und des mineralischen Gehaltes des Fluss- und Quellwassers, sondern auch in viel augenfälligerer Weise aus dem Massenverluste des Gebirgsinneren selbst, ferner aus dem Einflusse dieser Volumenverminderung auf die Lagerungsverhältnisse der über den betroffenen Punkten liegenden Schichten, sowie auf die Gestaltung der Erdoberfläche. Die auffälligsten derartigen Erscheinungen sind Bildungen von Höhlen, und infolge des Zusammensturzes derselben Erderschütterungen, Schichtenstörungen und Erdfälle.

Unter den Gesteinen, welche einen bedeutenden Anteil am Aufbaue der Erdkruste nehmen, sind es Kalkstein, Dolomit und Gyps, welche in größter Menge vom Wasser aufgelöst werden, sie sind deshalb auch die eigentliche Heimat der Höhlen. Die meisten der letzteren bestehen aus gewölbeähnlichen Weitungen, welche durch kanal- oder schluchtförmige Schlünde mit einander in Verbindung stehen und entweder alle in demselben Niveau oder in verschiedenen Höhen etagen- oder stufenweise über einander liegen. Bei ihrer Herausbildung benutzt das im Kalksteingebirge circulierende Wasser die das erstere durchsetzenden Klüfte und Risse, die es zunächst durch Benagung ihrer Wände zu Höhlengängen erweitert, in denen sich dann die Sickerwasser zu unterirdischen Wasserläufen vereinen und ihr Bett allmählich seitlich verlegen oder tiefer ausfurchen können. Die Abhängigkeit der Höhlenbildung von den dort herrschenden Kluft- und Spaltensystemen gelangt in vielen höhlenreichen Districten, so z. B. im Harz (Kloos), in der Schwäbischen Alb (Endriss und Fraas), im Karstgebiet (s. S. 199) zum Ausdruck. Die Wände der meisten Kalksteinhöhlen sind von Stalaktiten, die der Gypsschlotten zuweilen von Gypskrystallen überzogen. Ihr Boden ist mit Thon oder Lehm, aber auch mit Bachschotter und lehmigem Kies bedeckt, in welchen Skeletteile von Bären, Hyänen u. s. w. zuweilen in solcher Menge enthalten sind, dass man sie danach als Knochenhöhlen bezeichnet hat. Besonders reich an Höhlen ist das Karstgebirge

mit der berühmten Adelsberger Grotte, der Fränkische und Schwäbische Jura mit z. B. der Muggendorfer, Gailenreuther, Gutenberger, Hohlefelder und Charlotten-Höhle. Dem Devonkalke gehören die Hermanns-, Baumanns- und Bielshöhle bei Rübeland im Harz, die Klutert-, Balver- und Dechenhöhle in Westfalen an, dem Zechsteindolomit die Lindenthaler Höhle bei Gera und die Liebensteiner Höhle in Thüringen. Höhlen im gypsführenden Gebirge (Schlotten) sind in großartigstem Maßstabe durch den Mansfelder Bergbau aufgeschlossen, wo sie den sich an den Harz anlegenden Rand der Zechsteinformation in weitausgedehnten, zusammenhängenden und zum Teil mit Wasser angefüllten Systemen durchziehen.

Überall dort, wo die Wandungen der Höhlen nicht durch einen Panzer von Kalksinter geschützt sind, arbeiten die Gewässer, unterstützt durch Bäche, welche nicht selten in denselben ihre unterirdischen Wege verfolgen, an deren Vergrößerung. Namentlich ist dies bei den von Wasser gefüllten Steinsalz- und Gypsschlotten der Fall, wo ersteres unablässig lösend auf alle Seiten des Hohlraumes wirkt. Die Weitung und die Tiefe solcher Höhlen nimmt so lange zu, bis ihre Decke nicht mehr imstande ist, die auf ihr ruhenden Gesteinslasten zu tragen, und mit diesen zusammenbricht. Lag der Schauplatz dieses unterirdischen Ereignisses tief, so mag sich seine Einwirkung nicht in sichtbarer Weise, sondern einzig durch stoßartige Erschütterungen auf der Erdoberfläche bethätigen, lag er der letzteren näher, so bildeten sich außerdem infolge des Gesteinsnachsturzes Spalten oder trichter- oder kesselförmige Vertiefungen, Erdfälle, unter allen Umständen aber wird die ursprüngliche Lagerung der über den zusammenbrechenden Hohlräumen befindlichen Schichten gestört werden. Locale Erdbeben, von welchen kalk-, steinsalz- oder gypsreiche Gegenden zuweilen betroffen sind, werden durch derartige Einstürze und Senkungen erzeugt (vergl. S. 189). So machen sich zeitweilig in der Lüneburger Haide locale Erschütterungen bemerklich, die sich nur auf die Auslaugung von Salzstöcken zurückführen lassen, während die in der Bodensee-Mulde nicht seltenen Erdstöße (so diejenigen von Konstanz, Stockach, Thiengen, Engen) mit dem Einbruche von durch unterirdische Wasserzüge gebildeten Kalksteinhöhlen in Zusammenhang stehen. Zu der gleichen Gruppe von Erscheinungen sind auch die seit dem Herbste 1892 die Stadt Eisleben heimsuchenden Erschütterungen zu rechnen. Dieselben werden meist von dumpf-krachenden Detonationen begleitet und haben bereits mehr als 160 Gebäude durch Risse, Senkungen und Verschiebungen nicht unbeträchtlich geschädigt. Da der oberen Zechsteinformation des Eislebener Bergrevieres (vergl. S. 222 und Fig. 60), welche den tieferen Untergrund der Stadt Eisleben bildet, durch die Grubenwasser allein im Jahre 1892 fast 2,3 Millionen Kubikmeter, seit 1889 bis Anfang 1895 aber mehr als 8 Mill. Kubikmeter Steinsalz entführt worden sind, da ferner diese nämliche For-

mation von Gypsschlotten durchzogen ist, so liegt es nahe, die dortigen Erdbebenerscheinungen auf diese Auslaugung von Steinsalzmassen und auf die dadurch und durch den Einbruch von Gypsschlotten hervorgerufenen Senkungen zurückzuführen *). Auch das von Höhlen und Grotten unterminierte Karstgebiet gehört zu den häufig von Erdbeben heimgesuchten Gegenden, sodass man diese Erderschütterungen dem Einsturz solcher Hohlräume zuschreiben muss. Gleiches gilt von den unterirdischen Detonationen, die sich hier, besonders schreckhaft aber auf der dalmatinischen Insel Meleda zeitweilig hörbar machen.

Die Erdfälle sind, wie durch ihre Entstehung bedingt wird, ebenfalls auf Gyps, Kalkstein, Dolomit und Steinsalz führende Gegenden beschränkt, innerhalb solcher aber sehr gewöhnliche Erscheinungen. So finden sich in dem von unterirdischen Flussläufen und von Höhlensystemen durchzogenen Karstgebirge (s.S. 199) von Krain, Illyrien, Kroatien und Dalmatien zahlreiche Erdfälle (Einsturzdolinen), von denen die größten 700 und mehr Meter Durchmesser erreichen. Ebenso häufig sind sie im Gebiete des Teutoburger Waldes und der Haar, auf den Kalksteinplateaus der schwäbischen Alb, sowie des Département des Doubs, der Haute-Saône und des Jura in Frankreich, in dem Kreideterrain des nördlichen Jütland, im Kohlenkalk Missouris sowie des Gouvernements Tula in Russland, wo sie überall der unterirdischen Weglaugung des kohlen sauren Kalkes ihren Ursprung verdanken, während die Erdfälle am Fuße des Thüringer Waldes, am ganzen SW-Rande des Harzes und bei Lüneburg durch Einsturz von Gypsschlotten entstanden sind. Viele solche aus der Senkung der Erdoberfläche hervorgegangenen Vertiefungen sind von Wasser ausgefüllt und in Teiche und Seen umgewandelt worden. So die Seen bei Sperenberg in der Mark Brandenburg, bei Segeberg in Holstein, und die zahlreichen »Teufelslöcher« und Pingen am südlichen Harzrande.

Wie zu erwarten, sind Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen im Gebiete der Gyps oder Steinsalz führenden Formationen überall da sehr gewöhnlich, wo Stöcke und Flötze jener leichtlöslichen Mineralien von anderen sedimentären Schichten bedeckt werden, welche beim Zusammenbrechen der entstehenden unterirdischen Höhlungen bersten, sich senken und auf diese Weise Knickungen und Verwerfungen erleiden mussten. Ein höchst lehrreiches und nur diese eine Deutung zulassendes Beispiel für den erwähnten Vorgang liefert die Gegend von Eisleben (siehe Fig. 60). Hier lagert auf den Conglomeraten des Obercarbons und Rotliegenden so regelmäßig wie ein Teppich und für große Flächen so eben wie eine Tischplatte, wenn auch hie und da von Verwerfungen durchsetzt, das bis 60 cm

*) Vergl. W. Ule. Die Mansfelder Seen. Eisleben 1895. — F. Toulal. Über Erdbeben. Wien 1895. S. 33—52.

mächtige Kupferschieferflötz, dessen untere Schicht das Object des Mansfelder Bergbaues ist; auf dasselbe folgt die eigentliche Zechstein- und auf

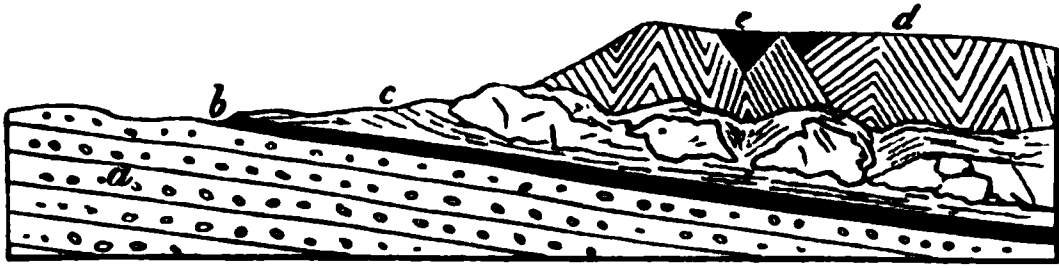


Fig. 60. Schichtenstörungen im Buntsandsteine der Hühneburg bei Eisleben. (H. Crd.).

a Obercarbon und Rotliegendes. b Kupferschiefer und Zechstein. c Asche, Dolomit, rote Mergel der oberen Zechsteinformation mit Steinsalz- und Gypsstöcken und -schlotten. d Buntsandstein. e Erdfälle.

diese die Buntsandsteinformation. Man kann sich kaum verworrenere Lagerungsverhältnisse ausmalen, als es die der letztgenannten Schichtenreihe an deren auf dem Ausgehenden der Zechsteingruppe ruhendem Rande

sind. Hier sind die Schichten in Zwischenräumen von nur wenigen Schritten auf den Kopf gestellt, geknickt, gebogen, zertrümmert und verworfen. Da der etwa 80 bis 120 m darunter liegende Kupferschiefer, abgesehen von einigen localen Störungen, seine ursprüngliche Lage inne hat, so muss die Ursache der Schichtenstörungen zwischen Buntsandstein und Kupferschiefer liegen und ist in den Gyps- und Steinsalzstöcken der zwischen beiden lagernden Zechsteingruppe zu suchen. Unter dem Einflusse der unterirdisch circulierenden Gewässer begann der Process der Auflösung und Wegführung des Gypses und des Steinsalzes durch die Gewässer; Schlotten resultierten, von denen die einen in zusammenhängenden, weit ausgedehnten Systemen noch heute den Untergrund jener Gegend durchziehen, während andere zusammenbrachen und den Nachsturz des darüber liegenden Buntsandsteines zur Folge hatten. Vielleicht hätte dieser noch längere Zeit wie ein Gewölbe die auf ihm ruhende Last getragen, wenn er nicht bereits dadurch zerborsten und zerrissen worden wäre, dass der Gyps bei seiner Entstehung durch Umwandlung aus Anhydrit und der damit verbundenen Ausdehnung seine Decke sprengte und deren Zusammenhalt so lockerte, dass ihr Zusammensturz unbedingt erfolgen musste, sobald der Gyps und das mit ihm vergesellschaftete Steinsalz weggeführt wurden.

b) Die mechanische Thätigkeit des Wassers.

Dass die Oberfläche des Festlandes ihre mannigfaltige Gliederung zum großen Teile der zerstörenden, fortführenden, wiederabsetzenden mechanischen Thätigkeit des Wassers verdankt, ist bereits in dem einleitenden Teile dieses Abschnittes hervorgehoben worden, es bleibt demnach nur noch übrig, die einzelnen Phasen des Modellierungsprocesses und die Großartigkeit der gesamten Vorgänge zu verfolgen.

§ 8. Die fließenden Gewässer. Die fließenden Wasser stammen aus der Atmosphäre, deren Wasserdünste sich als Tropfen niederschlagen, welche sich dann sammeln und, dem Gesetze der Schwere folgend, nach

der Tiefe fließen. Bei einer durchschnittlichen Höhe der jährlichen atmosphärischen Niederschläge von 4 m fällt in 40 000 Jahren ein Meer von 40 000 m Tiefe auf die Erde nieder, um größtenteils dem Oceane zuzuströmen und sich von neuem in Dampfform zu erheben. Namentlich sind es die Hochgebirge, an welchen sich das atmosphärische Wasser, etwa wie der Hauch des Atems an kalten Gegenständen, verdichtet. Ihre über die Schneegrenze hinaus ragenden, mit Gletschern und Firn bedeckten Gipfel bilden deshalb Reservoirs von gefrorenem Wasser, welche besonders dann der Ebene ihre Vorräte mitteilen, wenn dort bei der Hitze des Sommers der Verbrauch an Wasser durch die Verdunstung und durch den Bedarf der Vegetation am größten ist. In niedrigen Gebirgen ist es die Pflanzendecke, welche in ähnlicher Weise condensierend auf das Wasser wirkt, dasselbe in nasser und regnerischer Zeit aufsaugt und verteilt und dadurch eine beständige Feuchtigkeit des Bodens und den Quellenreichtum desselben unterhält, während auf dem nackten Felsboden eine solche Ansammlung und allmähliche Abgabe nicht stattfinden kann, vielmehr strömen dann die Regenwasser direct ins Thal und verursachen hier durch ihren ungestümen Andrang Überschwemmungen.

Grundwasser und Quellen*). Je nachdem der Erdboden mehr oder weniger wasserdurchlässig ist, dringen größere oder geringere Mengen des atmosphärischen Wassers in denselben ein, bis sie auf die nächste undurchlässige Schicht oder Gesteinsfläche stoßen, um sich innerhalb der oberflächlichen Sand- und Geröllablagerungen zu Grundwassern anzusammeln, welche dann an tieferen Stellen als Grundwasserquellen wieder zu Tage treten oder durch Brunnen abgezapft werden können. Bei geneigtem Untergrunde der wasserführenden oberflächlichen Accumulate können constante Grundwasserströme entstehen, während sich in schüsselartigen Vertiefungen des ersteren Grundwasserbecken anstauen. Beiderlei Ansammlungen werden der einheitlichen Wasserversorgung großer Städte dienstbar gemacht. Ein großer Teil der atmosphärischen Niederschläge dringt jedoch auf porösen, rissigen und klüftigen Schichten *a* in größere Tiefe, bis er eine undurchlässige Schicht *b* antrifft und sich hier staut. Ist die letztere einseitig geneigt und von einem Thale erreicht oder von einem Berggehänge angeschnitten, so dringt auf dieser Linie das Wasser in Form von Schichtquellen hervor (Fig. 64). Ein ebensolcher Quellhorizont wird sich dort einstellen, wo durchlässige Schichten (z. B. Sandsteine) discordant auf schwerdurchlässigem Gebirge (z. B. Granit, Gneiß) auflagern. Ist die wasserdichte Unterlage muldenförmig gestaltet, so wird

*) Vergl. F. v. Richthofen. Führer f. Forschungsreisende. Berlin 1886. Cap. V. — A. Daubrée. Les eaux souterraines etc. B. I. Paris 1887. — H. Haas. Quellenkunde. Leipzig 1895.

sich das von oben eindringende Wasser wie in einer Schüssel ansammeln, um dann über die niedrigsten Punkte des Randes als Überfallsquelle (Fig. 62) überzufließen. Ist jedoch eine solche durch thonige Schichten unterteufte wasserreiche Gebirgsmasse von Thälern und Schluchten durchzogen, welche tiefer hinab reichen als die Ränder der unterteufenden wasserdichten Gesteinsschüssel, so werden sie die sich ansammelnden Wasser abzapfen (Zapfquellen, Fig. 63). In letzterem Falle hat man also aufsteigende Quellen. Gleiches tritt dann ein, wenn geneigte wasserführende Schichten, welche mit wasserdichten wechsellagern, von einer Spalte oder



Fig. 61. Schichtquelle.



Fig. 62. Überfallsquelle.

a) Zerklüftetes, Wasser durchlassendes Gestein.
b) Wasserdichte Schieferthone.



Fig. 63. Zapfquelle.

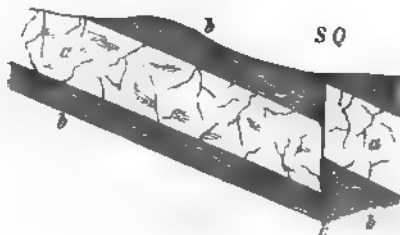


Fig. 64. Spaltquelle.

einer Verwerfung (Fig. 64 c) durchsetzt, oder wenn Schichtencomplexe oder Massengesteine von einem communicierenden System von Klüften durchädert sind, auf denen die Gewässer durch den hydrostatischen Druck emporgepresst werden (Spalt- und Kluftquellen, Fig. 64). Zapft man wasserführende Schichten (Sande, Kiese, klüftige Kalksteine), die keine



Fig. 65. Artesischer Brunnen.

a wasserhaltende Schicht; b undurchlässige Schichten; c artesischer Brunnen.

natürlichen Abflüsse besitzen, durch Bohrlöcher ab, so entstehen artesische Brunnen (Fig. 65). Letztere können überall dort erbohrt werden, wo

innerhalb eines flachgeneigten, namentlich aber eines beckenförmig gelagerten Schichtensystems ein wasserführender Complex *a* von zwei wasserdichten Schichten *b* eingeschlossen ist, welche das Entweichen des im Aufsaugungsgebiete von ihnen aufgenommenen Wassers nach oben und unten verhindern. Wird die obere, undurchlässige Schicht durchbohrt, so steigt das Wasser unter dem hydrostatischen Druck einer Wassersäule, welche dem Verticalabstand des betreffenden Quellmundes von dem Niveau des einsickernden Wassers entspricht, empor und kann sich springbrunnenartig über die Erdoberfläche erheben (*c*).

Im Gegensatze zu den kalten absteigenden Quellen besitzen die Wasser der natürlichen oder künstlichen aufsteigenden Quellen, falls sie aus größerer Tiefe kommen, infolge der in der Richtung nach dem Erdinneren zunehmenden Wärme, höhere Temperaturgrade als die mittlere Temperatur der Umgebung der Quelle und werden dann *Thermen* genannt (siehe S. 8 u. 157).

Bäche und Flüsse. Die Quellwasser sammeln sich im Verein mit den directen atmosphärischen Niederschlägen zu Bächen, diese zu Flüssen und Strömen an, um sich endlich in den Ocean oder in Binnenmeere zu ergießen. Die Wassermenge eines Flusses wird bedingt 1) durch die Größe des Areales, welches derselbe entwässert; 2) durch die Quantität des auf dieses Areal fallenden Regens, Taues und Schnees; 3) durch das Klima des Flussgebietes, indem heiße Temperatur und trockene Atmosphäre die Verdunstung und deshalb den Wasserverlust begünstigen; 4) durch den geologischen Bau des Flussgebietes, indem ein vielfach gestörter Schichtenbau Spalten und Klüfte im Gefolge hat, durch welche die Wasser in die Tiefe sinken und ebenso sandiger Untergrund den Strömen Wasser entzieht; 5) durch die Oberflächengestaltung und Vegetationsverhältnisse des Gebietes, indem Gebirge und Waldreichtum die Niederschläge, ebene und waldlose Gegenden die Verdunstung vermehren.

Die beiden Hauptfactoren für die mechanische Thätigkeit der fließenden Gewässer sind ihre Wassermenge und ihr Gefälle. Sie sind es, durch deren Größe die Geschwindigkeit, mit welcher sich das Wasser bewegt, bedingt wird. Die Wassermenge ein und desselben Baches oder Flusses schwankt außerordentlich und vermehrt sich und damit zugleich ihre Geschwindigkeit und Arbeitskraft zur Zeit der Schneeschmelze oder nach anhaltenden Regen oft um das vielfache. Für die Leistungsfähigkeit eines Flusses ist somit die Kraftentwicklung während seines Hochwassers maßgebend. Das Gefälle der Flüsse nimmt von ihrem Ursprunge bis zu ihrer Mündung ab, und da die Differenz zwischen dem Falle des oberen und unteren Theiles ihres Laufes um so größer ist, je höher jene entspringen, so ist sie bei den Alpenströmen am beträchtlichsten. Da nun sowohl die unterwühlende und zerstörende, als auch die transportierende Kraft des

Wassers von der Stärke seiner Strömung abhängt, da ferner die Quellen meist in Bergen und Hügelketten entspringen, wo die Thalsohlen stark geneigt sind, während in den Ebenen das Gefälle nur sehr unbedeutend ist, so folgt daraus, dass die einschneidende und fortführende Thätigkeit der Gewässer namentlich in den gebirgigen Gegenden zu Hause ist, während sich der Unterlauf, wo die Geschwindigkeit allmählich abnimmt, durch Absätze des dem Gebirge entführten Gesteinsmaterials auszeichnet.

§ 9. **Erosion***). Die thaleinschneidende Thätigkeit der in Rinnen fließenden Gewässer nennt man Erosion. Der mechanischen muss durch die chemische Thätigkeit des Wassers, durch die Verwitterung, also Auflockerung der Gesteine (vergl. S. 191, 203 und 233) vorgearbeitet werden. Auf einer Thalsohle von glattem, unzersetztem Granite würde der schnellst strömende Bach selbst in langen Zeiträumen kaum merkliche Spuren hinterlassen. Erst wenn das Gestein unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure zu Schutt und Sand zerfällt, wenn es mürbe geworden, zerfressen und grusig zerfallen ist, wenn Gesteinsfragmente durch die fließenden Gewässer in Bewegung gesetzt und als Schliffmittel benutzt werden können, beginnt die Erosion. Wesentlich wird sie unterstützt durch die Eigenschaft des Wassers, sich beim Gefrieren auszudehnen. Geschieht dies in Gesteinsspalten, so genügt dieser Vorgang, um die Felsen zu zertrümmern. Da alle Klüfte, Poren und Haarspalten des Gesteines von Wasser angefüllt sind, da sich ferner dieser Process in gemäßigten Klimaten in jedem Herbst und Frühjahr, auf Hochgebirgen aber fast in jeder Nacht wiederholt, so spielt er bei der mechanischen Gesteinszerkleinerung eine nicht zu unterschätzende Rolle. Von Felswänden, welche hoch über das Bett des nahen Baches emporragen und seinen directen Angriffen entzogen sind, stürzen bei eintretendem Tauwetter Blöcke und Schuttmassen herab, deren sich jetzt erst die fließenden Wasser bemächtigen und sie fortschieben. Die Abrundung der in dem Bette des Baches oder Flusses fortbewegten Gesteinsfragmente erfolgt theils durch das gegenseitige Abreiben, indem die kleineren schneller als die größeren fortgeschoben werden, theils durch ihre Reibung an dem felsigen Bette, wodurch zugleich auch dieses erodiert wird. Selbst die feinsten aus dieser Zerreibung resultierenden schwebenden Teilchen, welche mit der ganzen Geschwindigkeit des betreffenden fließenden Wassers fortbewegt werden, wirken noch feilend und schleifend auf das Flussbett (Corrasion). Je größer die Geschwindigkeit des Baches oder Stromes,

*) Rüttimeyer. Thal- und Seebildung. 1868. — Heim. Mechanismus d. Gebirgsbildung. 1878. Bd. I. S. 284. — Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1878. S. 584 u. 1882. S. 685. — Löwl. Über Thalbildung. Prag 1884. — v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. 1886. VI. Cap. — Philippson. Stud. üb. Wasserscheiden. Leipzig 1886. — Penck. Morphologie d. Erdoberfl. Leipzig 1894. I. S. 259.

desto bedeutender ist sowohl seine Transportfähigkeit, wie die Corrasion seines Bettes, — daher die große erodierende und transportierende Wirkung selbst unscheinbarer Gebirgsbäche im Vergleich mit langsam fließenden Strömen, und daher der bohrende Effect senkrechter Wasserstürze, sowie die unterwühlende Thätigkeit der Wasserfälle (Evorsion), durch die nicht selten ein Zusammenbrechen der Felswände, über welche sie sich stürzen, und ihr allmähliches Zurückziehen bedingt ist. Ein sehr anschauliches Beispiel dieses Processes liefern die Niagarafälle. Der Niagara ist der Ausfluss des Erie-Sees, wendet sich in nördlichem Laufe nach dem Ontario und stellt so eine sechs Meilen lange Verbindung beider Seen her. Fast genau in der Mitte zwischen diesen Wasserbecken bildet der Fluss die 55 m hohen Niagara-Fälle. Von diesem Punkte an schießt das Wasser, statt wie bisher auf einem Plateau, in einer tiefen, engen Schlucht mit senkrechten Wänden für $4\frac{1}{2}$ Meilen dahin, um bei Queenstown in die offene Ebene des Ontario-Sees zu treten und sich dann in langsamem Laufe bis zu diesem zu bewegen. Der Landstrich zwischen Erie- und Ontario-See wird von den Schichten des oberen Silurs gebildet, welche sehr flach gegen Süden, also nach dem Erie-See zu einfallen, so dass ihre Schichtenköpfe gegen den Ontario zu gerichtet sind und nach diesem zu eine schroff abfallende Felswand bilden. Sie bestehen in ihrer oberen Mächtigkeit aus festem, compactem Kalkstein, in ihren unteren Lagen (27 m) aus Schiefern, und unterhalb dieser aus Mergeln und Sandsteinen. In diesen silurischen Schichtencomplex hat der Niagara vom Falle bis nach Queenstown eine 70 — 80 m tiefe Felsschlucht eingeschnitten. Die Felswand (Fig. 66), über welche sich der Fall stürzt,

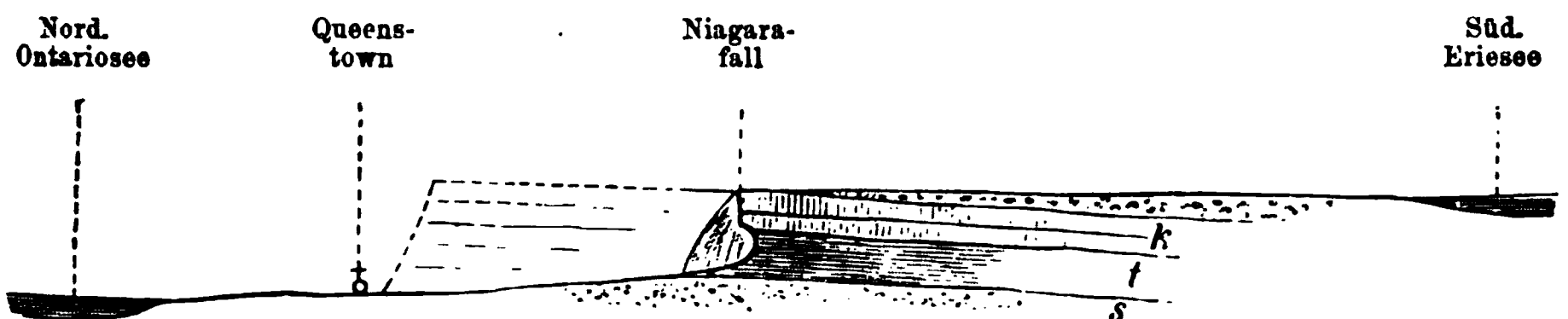


Fig. 66. Profil des Niagara-Flusses und seiner Fälle.
Nach Hall's und Lyell's Aufnahme.

s Weiche Oneida- und Medina-Sandsteine und Clinton-Gruppe; — t Weiche Niagara-Schiefer; — k Harter Niagara-Kalkstein.

besteht deshalb in ihrer unteren Hälfte aus verhältnismäßig weichen Schiefern und Sandsteinen, in ihrer oberen Hälfte aus Kalkstein. Am Fuße des Falles waschen die wühlenden Wassermassen die lockeren Gesteine aus und unterminieren dadurch den Kalkstein, welcher stückweise herunterbricht, so dass die Wasserfälle langsam stromaufwärts rücken. Ähnliches ging früher vor sich. Anfänglich hat sich der Niagarafall über die Felswand bei Queenstown direct in die Ontario-Ebene gestürzt, in Folge der unter-

wühlenden Thätigkeit seiner Fluten ist er jedoch im Laufe der Zeit bis zu seinem jetzigen Standorte zurückgewichen, so dass jeder Punkt der Felschlucht zwischen diesem und seinem ersten Fallorte bei Queenstown zeitweilig die Wasserfälle besaß. Das Maß ihres jährlichen Rückschreitens wurde von Lyell auf etwa 33 cm, später von Woodward auf das doppelte, nämlich auf 66 cm geschätzt. Unter Zugrundelegung letzterer Zahl würden



Fig. 67. Marble Cañon. Erosion.

die Niagarafälle etwa 48 000 Jahre gebraucht haben, um ihre 12 km lange Schlucht rückwärts schreitend auszuwühlen.

Auch die Thäler der Elbe und ihrer Nebenflüsse, wie sie die sächsische Schweiz bilden, sind durchaus das Product der Erosion. Dieses Labyrinth von grotesken Felsmassen war ursprünglich eine monotone Ebene von fast horizontal liegenden Sandsteinen und dehnte sich im Niveau des Königsteines und Liliensteines gleichförmig aus. In dieselbe schnitten sich nach der Tertiärzeit die Elbe und die ihr zufließenden Bäche, erstere bis zu einer Tiefe

von 270 m, mit verschiedenen durch Thalstufen (Ebenheiten) markierten Unterbrechungen jene Thälrinnen und Schluchten ein, welche sich heute in labyrinthischem Gewirre zwischen den unberührt gebliebenen Felspartien, den Ruinen eines zerstörten Tafellandes, hindurchwinden.

Ein anderes, noch großartigeres Beispiel der Tiefenerosion des Wassers in völlig ungestört lagernden Schichten liefert das Schluchtensystem des Colorado in Utah und Arizona*). Die Oberfläche dieses Territoriums steigt

*, C. E. Dutton. Geology of the High Plateaus of Utah. — Ders. Tertiary history of the Grand Cañon District. — Ders. Physical Geology of the Grand Cañon District; Washington 1882.

vom Meere aus in weitausgedehnten, terrassenartigen Plateaus bis zu über 4000 m Meereshöhe an. An dem Aufbau derselben hat die gesamte paläozoische und z. T. auch die mesozoische Schichtenreihe teilgenommen. Sie ruhen in horizontaler Lage auf gestauchten präcambrischen Complexen und Granit. In eine dieser Hochebenen hat sich der Colorado zunächst eine steilrandige bis 20 km breite Thalrinne und später auf deren Sohle sein berühmtes Schluchtensystem eingewühlt. Der Hauptstrom fließt auf etwa 60 geogr. Meilen Länge in einem 1000—1800 m tiefen Cañon, welcher z. T. senkrecht durch die Sedimentärformationen und noch 200—300 m tief in den Gneiß eingeschnitten ist, und in welchen zahlreiche Nebenschluchten von derselben Tiefe einmünden.

§ 10. **Längs- und Querthäler.** Sämtliche oben angeführten Beispiele für Thalbildung waren Gegenden mit fast horizontalem, also in ziemlich ursprünglicher Lagerung verbliebenem Schichtenbau entnommen, in welchen die Erosion keine tectonischen Leitlinien vorfand. Complicierter verhalten sich die thaleinschneidenden Vorgänge auf solchem Untergrunde, der durch den gebirgsbildenden Process mehr oder weniger steil und dicht gefaltet ist. In solchen Fällen macht sich eine gewisse Abhängigkeit der Erosion und der durch sie erzeugten Thäler von der Tectonik der betreffenden Areale kenntlich, indem solche tectonische Thäler entweder der Richtung der Schichtenfalten annähernd parallel laufen oder diese letzteren quer durchschneiden, wonach man Längs- und Querthäler unterscheidet. Ein Längsthal nennt man synklinal, wenn es einer Schichtenmulde entspricht (ST Fig. 68), so dass die beiderseitigen Schichten in der Richtung

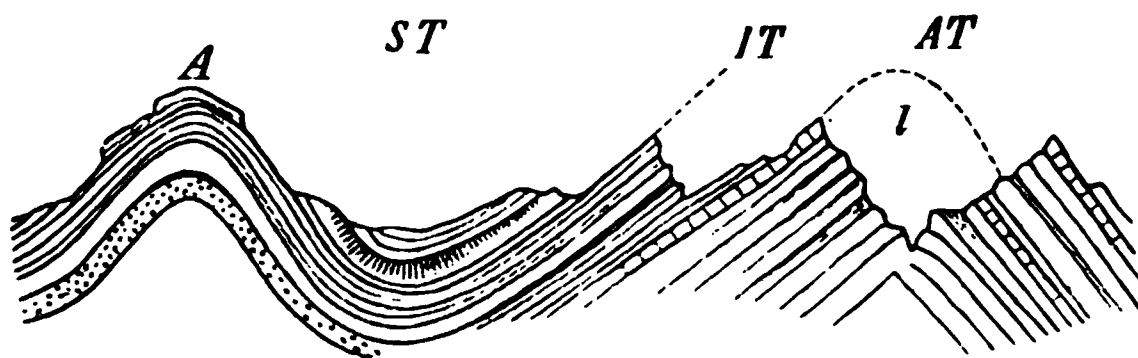


Fig. 68. Längsthäler. Nach *Helm.*
ST = Synklinalthal. — AT = Antiklinalthal. — IT = Isoklinalthal.

des Thalgehänges, nach der Thalsole zu einfallen, — antiklinal (AT), wenn es sich in ein Schichtgewölbe eingeschnitten hat, so dass die Schichten beiderseits vom Thale weg in das Thalgehänge einfallen, — isoklinal (IT), wenn die Schichten beider Thalseiten nach ein und derselben Richtung geneigt sind. Die Querthäler oder Durchbruchsthäler durchschneiden zuweilen selbst sehr beträchtliche Bergketten oder Gebirgskämme vollständig. Die Möglichkeit derartiger, die tectonischen Hindernisse durchquerender Erosion beruht darauf, dass die betreffenden Ströme schon vor dem von ihnen durchbrochenen Sattel oder Faltensystem vor-

handen waren und sich während des Vollzuges der Gebirgsfaltung immer in dem gleichen Niveau erhielten, indem sie stetig ebenso viel erodierten, als emporgewölbt wurde, und so die aufsteigende Falte oder Scholle durchsägen*). Geschah dies nicht in gleichem Schritte mit der Emporwölbung der in den Weg tretenden Hindernisse, so stauten diese wie Querdämme die Wasser in dem alten Thalgrunde ab, es entstanden Thalseen.

§ 14. **Der Process der Thalbildung.** Der Process der Thalbildung in Gebirgsabfällen beginnt damit, dass sich gefallene Regentropfen sammeln und, auf geneigtem Boden abfließend, zahlreiche Rillen einschneiden, die sich vereinen und zu tieferen Furchen zusammenlaufen. Sind erst Gebirgsbäche durch Ansammlung der atmosphärischen Niederschläge entstanden, so sind auch die Bedingungen zu thalbildender Erosion gegeben. Da der reißende, wasserreiche Gebirgsbach sein Bett rascher erweitert und vertieft als seine wasserärmeren Quellen, so wird der Thalbildungsprocess sich anfänglich am energischsten in der unteren Region des Wasserlaufes bethätigen und von da aus rückwärts, also bergeinwärts fortschreiten. In dem Profile Fig. 69 möge *AB* einen ziemlich stark geneigten, bis dahin von Erosionsthälern noch nicht unterbrochenen Gebirgsabfall bedeuten. Auf ihm fließen

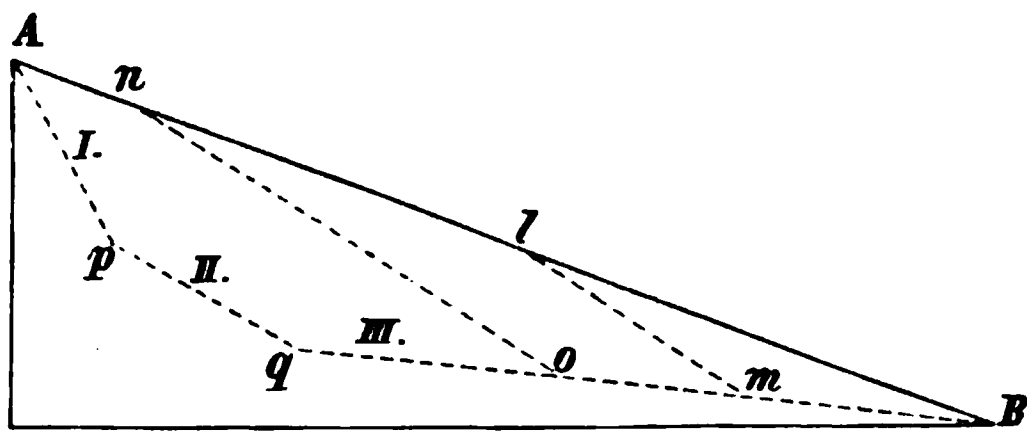


Fig. 69.

Gewässer der Ebene zu und schneiden sich dort, wo sie sich bereits zu starken Gebirgsbächen angesammelt haben, also am Fuße des Gebirgsabfalles, zuerst eine tiefere Thalfurche ein. Der Wasserlauf entspricht dann der Profillinie *AlmB*. Bei *m* hat der Bach das Niveau der Ebene bereits fast erreicht, hat deshalb bis zu dieser nur geringes Gefälle und fließt deswegen langsam ohne weitere Erosionsfähigkeit auf *mB* der Ebene zu. Nur unterwühlt er, namentlich bei Hochwasser, die beiderseitigen Thalgehänge, bringt sie zum Nachsturz und erweitert deshalb das Thal, verflacht es jedoch zugleich durch Zufuhr von Sand und Kies. Durch derartige Absätze werden ebene Inundationsflächen gebildet, durch welche sich das eigentliche

*) E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1878. S. 584; 1882. S. 685; 1888. S. 633. — A. Penck. Die Bildung der Durchbruchsthäler. Wien 1888. — V. Hilber. Peterm. geogr. Mitt. 1889. — K. Futterer. Durchbruchsthäler in den Südalpen. Zeitsch. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1895.

Flussbett hindurchwindet. Die obere steilere Region des Flussgebietes, wo eben dieses stärkeren Gefälles wegen die einschneidende Arbeit des Wassers geleistet wird, heißt das Berggebiet (mit dem Bergstrom), die untere flachere Strecke hingegen, wo mehr die ablagernde Thätigkeit des Wassers zur Geltung kommt, das Thalgebiet (mit dem Flusse).

Dadurch dass der Bergstrom sein Bett fortwährend tiefer einschneidet, also mehr und mehr rückwärts rückt, wird die Thalregion in gleichem Schritte vergrößert; letztere wird dann durch die Linie $o B$, das Berggebiet aber durch $A n o$ repräsentiert. Endlich ist der oberste Einschnitt des Bergstromes bis in die höchste Region des Gebirges gelangt, wo die atmosphärischen Niederschläge am bedeutendsten sind. Die stets rieselnden und deshalb fortdauernd thätigen Wasser arbeiten hier einen schluchtenreichen Thalhintergrund oder einen Thalkessel mit sehr steilen Gehängen, ja oft einen Circus mit verticalen Wänden aus. Jetzt besteht der Thalweg aus 3 Abschnitten (Fig. 69, I, II, III), nämlich 1) dem Oberlauf mit Sturzbächen, Stromschnellen und Wasserfällen, Erosion herrscht vor, die Thalfurche schneidet sich tiefer und zugleich rückwärts ein, verzweigt sich nach oben zu in viele Schluchten und bezieht hier den größten Teil ihrer Geschiebe (Sammelgebiet). 2) Mittellauf, die Böschung nimmt ab, die Menge der Geschiebe und des Wassers zu; transportierende Kraft und Last bleiben sich im ganzen gleich; Vertiefung findet nicht mehr statt. Die Kraft des Flusses reicht noch aus, um die Geschiebmassen thalauswärts zu spülen. Es entstehen durch vorübergehende Ablagerung derselben Serpentinien: in Folge dessen untergräbt der Fluss bald sein linkes, bald sein rechtes Ufer, es wird ein breiter Thalboden geschaffen. 3) Unterlauf, die Absätze überwiegen die Erosion, der Fluss erhöht seine Sohle und durch Verlegung seines Bettes den Thalboden.

Das Endziel der thalbildenden Thätigkeit der Flüsse durch Erosion und Aufschüttung ist demnach die Herstellung einer stetig gekrümmten Gefällscurve, welche sich von der Quelle an zunächst rasch, dann allmählich langsamer und langsamer bis zur Mündung hinabsenkt (Normalgefällscurve).

Dort, wo sich die oberen Partien zweier Thäler von entgegengesetzter Richtung nähern, wird der Gebirgsrücken $B' A B$, Fig. 70, in welchen sie

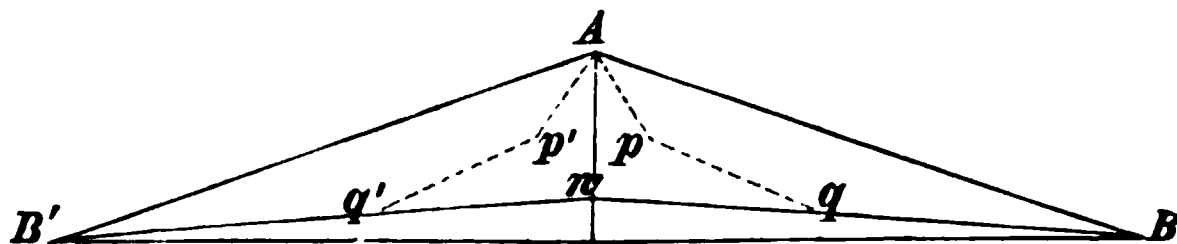


Fig. 70.

sich einschneiden, zu einem schmalen, scharfrandigen Kamm $B' q' p' A p q B$ umgewandelt werden. Ist die Erosionsfähigkeit der fließenden Wasser nicht durch Bedeckung von Gletschern und Firmassen verhindert, so wird auch

der schmale Steg, der die beiden Thalenden trennt, allmählich durchwaschen und abgetragen, so dass die Bergregion der Wasserfälle gänzlich und die der Stromschnellen zum größten Teile verschwindet und zwischen beiden sich nach entgegengesetzter Richtung erstreckenden Thälern nur eine geringe Bodenerhebung ($B'wB$) als Wasserscheide übrig bleibt.

Da die gesamte Thalbildung die Wirkung der Ausspülung durch die fließenden Gewässer ist, so spiegelt sich die wechselnde Widerstandsfähigkeit quer durchschnittener Schichten in der Welte und in dem Verlaufe der einzelnen Thalstrecken wieder: harte Gesteinseinlagerungen bedingen Ab-

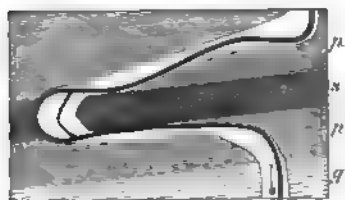


Fig. 71. Schlingenförmige Ablenkung der Zschopau durch eine Einlagerung von Sericitgneiß am Töpelwinkel bei Döbeln in Sachsen. Nach E. Datta.
g = Glimmerschiefer; — p = Phyllit; — s = Sericitgneiß.

biegungen (Fig. 74) oder Verengungen derselben sowie Stromschnellen oder Wasserfälle, — leichter zerstörbare Schichten hingegen Thalweitungen mit mäandrischem Flusslaufe.

Mit der Erosion der Thäler und der damit Hand in Hand gehenden localen Verschiebung des Wasserlaufes steht die Bildung von stufenförmigen Terrassen an deren Felsgehängen (Felsterrassen) in Zusammenhang, welche bei der Einschneidung des Thaies zurückgebliebene

Teile des jeweiligen Thalbodens vorstellen und sich namentlich in den Hochgebirgen in größerer Zahl über einander wiederholen können und Einzelstadien in der Genesis des Thaies markieren.

Eine höchst auffällige Erscheinung ist die Verlegung des Laufes vieler Flüsse, so dass sie heute an einem anderen Punkte der Küste ins Meer münden als früher. So floss der untere Niemen, statt wie jetzt ins Kurische Haff, einst durch das heutige Inster- und Pregelthal ins Frische Haff; die Weichsel nahm zur Diluvialzeit ihren Lauf von Bromberg aus durch das Thal der Netze und Warthe, folgte dann bis Finnow dem jetzigen Oderlaufe, wendete sich über Eberswalde nach Westen und vereinigte sich bei Havelberg mit der Elbe. Die Oder mündete in gerader Fortsetzung ihres Oberlaufes, über Berlin und Spandau fließend, gleichfalls durch das untere Elbthal in die Nordsee (siehe unter Diluvium). Auch die Flüsse des sächsischen Hügellandes haben seit der Diluvialzeit ihren Lauf stark verändert. So wendete sich die Mulde von Grimma aus westlich über Leipzig nach dem heutigen Saalthal, — die Elbe floss von Torgau aus in westlicher Richtung nach Eilenburg, — die Saale strömte weiter östlich als heute über Schkeuditz. Nirgends aber machen sich jetzt derartige Verlegungen des Stromunterlaufes in großartigerer und furchtbarer Weise geltend als am Hoang-ho (Gelber Fluss) in China. Dieselben sind dort außerordentlich zahlreich gewesen, trotzdem man sie von altersher durch Dammanlagen zu

beschränken suchte. Die geschichtlichen Nachrichten über sie reichen 4000 Jahre weit zurück. Die älteste historisch bekannte Mündung dieses Flusses lag 90 Meilen nördlich von derjenigen, welche von ihm vom 13. Jahrhundert bis zum Jahre 1856 benutzt wurde. In letztgenanntem Jahre wälzte er sich unter entsetzlichen Verwüstungen an Menschenleben, Bauwerken und Anpflanzungen zurück in sein altes nördliches Bett, um ohne ersichtliche äußere Ursache im Jahre 1874 von neuem seinen südlichen Lauf wieder anzunehmen und endlich 1887 denselben wiederum zu verlegen. Allein bei dieser letzten Überschwemmung sollen über 1 Million Menschen ertrunken sein.

§ 12. Ausweitung der Erosionsschluchten; Schutthalden, Bergstürze. Im ersten Stadium seiner Entstehung und so lange sich nur Tiefenerosion bethätigt, ist das Thal eine Furche. Dadurch, dass später der Fluss und zwar vorzüglich an der convexen Seite von Curven seine Ufer untergräbt, finden Abrutschungen statt, das herunterbrechende Material wird weggeführt, der Thalboden verbreitert sich zur Thalaue (Seitenerosion). Gleichzeitig aber fallen die Gehänge der bis dahin nur durch die mechanische Kraft der fließenden Gewässer eingeschnittenen Thäler dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärien und durch ihn der Lockerung und Zerstückelung anheim. Zur Verwitterung infolge des Einsickerns humussäuren- und kohlensäurehaltiger Gewässer gesellt sich die sprengende und aus einander drängende Wirkung des gefrierenden Wassers, die Gesteinszerstückelung durch Sonnenbestrahlung und den steten Wechsel von Mittagshitze und Nachtfrösten (Insolation), der lockernde Einfluss des Pflanzenwuchses. Was gelockert ist, bröckelt, rutscht oder stürzt hinab oder wird durch Regen und Schmelzwässer von allen benachbarten Kämmen, Gipfeln und Gehängen fortwährend ins Thal geführt und wandert als Flussstrübe direct weiter oder häuft sich am Fuße der Steingehänge zu Trümmerhalden und Schuttkegeln an. Auch diese lockeren Gesteinsansammlungen verfallen mehr oder weniger rasch der transportierenden Thätigkeit der Bergströme und werden durch diese aus dem Gebirge herausgeschafft. Die Form und der Böschungswinkel der Thalgehänge ist demnach wesentlich das Resultat der Verwitterung und Abbröckelung (vergl. § 14).

Zuweilen wird die Thalbildung dadurch, dass sie Gesteinsmassen aus ihrem früheren Zusammenhange löst und in Einzelberge isoliert, die Veranlassung zu Bergschlipfen, Bergrutschen oder Bergstürzen*). Die Ursachen dieser z. T. verheerenden Erscheinungen sind mannigfaltig und beruhen: auf Störung des Gleichgewichts durch Unterwaschung, — auf Erweichung thoniger Sockelschichten und dem Herabgleiten der überlagern-

*) Vergl. A. Baltzer. N. Jahrb. 1880. Bd. II. S. 497. — A. Heim. Über Bergstürze. Zürich 1882.

den Gesteinsmassen, — auf durchgreifender Zerklüftung und Verwitterung größerer Felspartien.

Durch Erosion angeschnittene, steil stehende Schichten werden häufig durch Einwirkung des Frostes, der Durchwässerung und der Schwerkraft an ihren Schichtenenden nach abwärts umgebogen und schließlich in Schweife von Fragmenten ausgezogen (Hakenwerfen; Fig. 72).

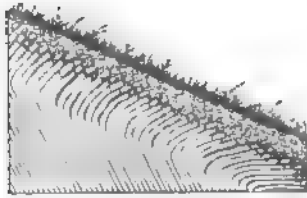


Fig. 72. Hakenwerfen.



Fig. 74. Kleinere Riesentöpfe auf dem Boden einer Stromschnelle.

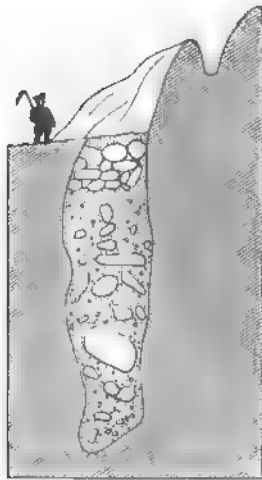


Fig. 73. Riesenkessel von Bakelaget bei Kristiania, Norwegen. Nach Brügger und Reusch.



Fig. 75. Erdpyramiden bei Bozen.

§ 43. Riesentöpfe und Erdpyramiden. Eigentümliche Formen der Erosionswirkung sind die Riesentöpfe und die Erdpyramiden. Erstere entstehen am Fuße von Wasserfällen und in Stromschnellen, ferner in Gletscherbächen unter dem Gletscher durch Evorsion (siehe S. 227) also auf die Weise, dass Geschiebe vom Strudel auf dem felsigen Untergrund in kreisender Bewegung erhalten werden, wodurch sie sich bis 42 und mehr Meter tiefe, kessel- oder schachtähnliche, kreisrunde Löcher in das härteste Gestein bohren. Sie zeigen nicht selten auf ihrer glattgeschliffenen Innenseite spiralige, der allmählichen Einbohrung entsprechende Furchen

und umfassen auf ihrem Grunde oft noch die rund gescheuerten Gerölle, welche als Bohrmaterial gedient haben. Sehr großartige Riesentöpfe sind diejenigen der Gegend von Kristiania in Norwegen (Fig. 75) und die im Gletschergarten von Luzern, solche von kleineren Dimensionen sind auch in Thüringen und Sachsen (Chemnitzthal, zwischen Nossen und Freiberg, sächs. Schweiz) bekannt.

Die Erdpyramiden können im Gegensatze zu den Riesentöpfen nur in lockeren, lehmig-sandigen Schuttanhäufungen entstehen, welche größere Gesteinsfragmente und Gerölle umfassen. Jedes dieser letzteren wirkt bei eintretender, von der Oberfläche nach der Tiefe zu fortschreitender Erosion durch die aufschlagenden Regen, wie ein Schirm als Schutz für seine Unterlage, so dass schlanke Säulen oder spitzpyramidale Partien von feinem

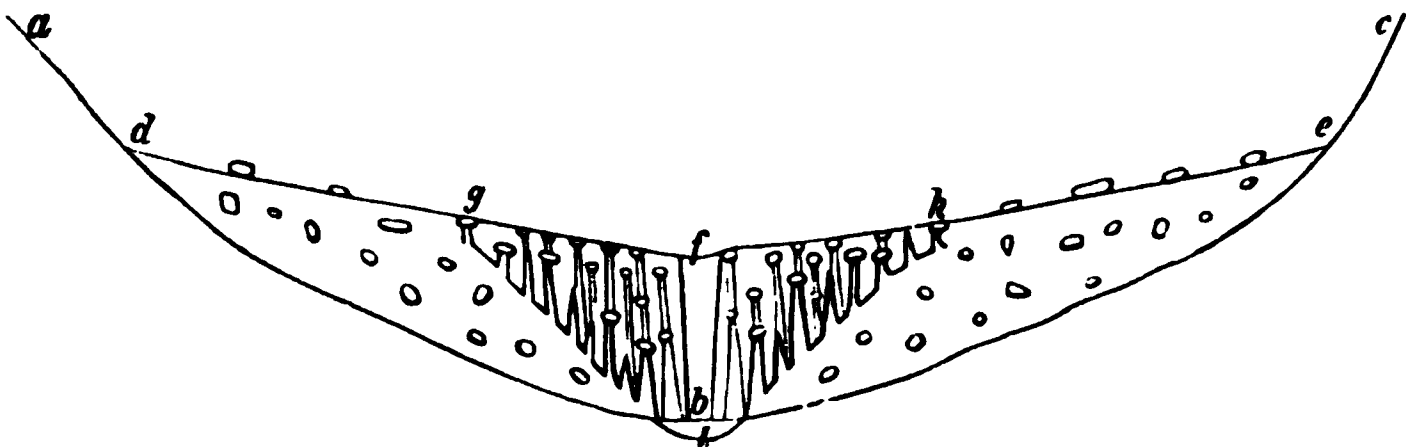


Fig. 76. Erdpyramiden.
 abc = Felsuntergrund; — de = Grundmoräne mit Blöcken; — $fghb$ = Erdpyramiden.

Schutt stehen bleiben, die auf ihrem oberen Ende eine von einem größeren Felsstück gebildete Kappe tragen. Am ausgezeichnetsten und zwar 30 bis 35 m hoch kennt man solche Erdpyramiden im Glacialschutt von Bozen in Südtirol (Fig. 75 u. 76).

§ 14. Denudation. Unter Denudation versteht man im Gegensatz zu der die Thalfurchen einschneidenden Erosion die Abspülung und Abtragung ausgedehnter Flächen von Gesteinsmaterial. An der Denudation beteiligen sich sämtliche oben geschilderten gesteinszerstörenden und -transportierenden Prozesse, einerseits Verwitterung, Frost, Insolation, andererseits die abtragende Thätigkeit der Niederschläge und fließenden Gewässer. Sie bethätigt sich überall dort auf der Erdoberfläche, wo die Niederschlagsmengen und die Neigung des Bodens genügen, um die Producte der Zerstörung und die Residua der Verwitterung der Gesteine wegzuspülen und zu entfernen (Denudationsregionen).

Der Denudation verdanken die Gebirge ihre jetzige Oberflächen-gestaltung, wobei die Erosionsrinnen als Abzugscanäle für die fortwährend erzeugten Verwitterungsproducte und Absturzmassen der benachbarten Berge dienen (siehe S. 192 u. 233). Durch diese continuierlichen und allseitigen Materialverluste haben letztere allmählich an Stelle ihrer ursprünglich massigen plumpen Form ihre heutigen Conturen erhalten, dabei aber

gleichzeitig auch an Höhe eingebüßt. So beträgt z. B. nach Heim die heute noch übrig gebliebene Gebirgsmasse der Alpen nur ungefähr die Hälfte derjenigen, die durch Faltung emporgestaut wurde, während die andere Hälfte bereits denudiert und durch die Thäler weggeführt ist. Durch noch länger andauernde Denudation können alte Hochgebirge zu Hügelland erniedrigt worden sein, in welchem nur noch die innere Tectonik auf die einst hoch emporgestauten Falten hinweist (Rumpfgebirge S. 176).

In flacheren Gegenden ist die Wirkung der Denudation dort am augenfälligsten, wo kleine, schollenartige Reste ausgedehnter Schichten-complexe als Zeugen deren sonstiger Vernichtung zurückgeblieben sind. Dieselben sind z. T. durch Verwerfungen in eine geschützte Lage zwischen tieferen, von der Denudation noch nicht erreichte Gesteine gelangt und dadurch der Abtragung entgangen, — z. T. in Gestalt isolierter kuppen- oder klippenartiger Ruinen übrig geblieben, — endlich als lappenförmige Überreste durch Überlagerung vulkanischer Massen vor Wegspülung beschirmt worden. Beispielsweise mag an die frühere Bedeckung des Landstriches zwischen Kassel und Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt durch den Lias erinnert werden, von welchem nur noch kleine isolierte Partien in der Nähe der genannten Orte übrig geblieben sind, während er sonst vollkommen verschwunden ist. Ähnliches gilt von der oberen Kreideformation, welche sich von ihrem norddeutschen Hauptverbreitungsgebiete bis in die Gegend südlich vom Harz erstreckt haben muss, jetzt aber nur noch durch einen kleinen Lappen bei Worbis angedeutet ist. Auch die oberen Keuperschichten zwischen Thüringer Wald und Harz sind zum großen Teile diesem Vernichtungsprocesse verfallen. Analoge Erscheinungen wiederholen sich südwestlich vom Thüringer Walde, wo Bücking die Masse des von einem $1\frac{1}{2}$ □Meile großen Gebiete denudierten Buntsandstein- und Muschelkalkmaterials auf 26 000 Millionen Kubikmeter berechnet, die genügen würde, um eine Fläche von 466 □Meilen 1 m hoch zu bedecken. In fast allen Teilen der Continente wiederholen sich solche Denudationen, welche als vernichtende, erniedrigende und oberflächengestaltende Factoren sowohl während der Jetztzeit, als in früheren Perioden eine sehr große Rolle spielen.

§ 15. **Transport und Absätze von Seiten fließender Gewässer.** Es ist schon hervorgehoben worden, dass die Transportfähigkeit des Wassers von der Schnelligkeit der Bewegung desselben, also von dem Gefälle und der Wassermenge abhängig ist. Demzufolge ist auch der dem Gebirge angehörige Oberlauf der Flüsse der Schauplatz der großartigsten Gesteinschübe. Hier ist die Bildung von ganz bedeutenden, oft mehrere Tausend Meter breiten Schuttkegeln an solchen Stellen, wo tiefe Schluchten in weite Thäler ausmünden, eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Überhaupt werden die Wildbäche oft durch heftige Regengüsse und Wolkenbrüche so ge-

schwellt und mit Gesteinsmassen überladen, dass sie wie gewaltige, Alles vernichtende Schlamm- und Schuttströme aus den Schluchten hervorbrechen und enorme Felstrümmer mit sich führen, um ihre Last, sobald sie in die Weitungen des Hauptthales eintreten, wo ihre Transportkraft erlischt, zu einem fächerartig vorgeschobenen Schuttkegel aufzuhäufen (Murbrüche). Unter normalen Verhältnissen werden nur Sand und Schlamm von den Gebirgsbächen treibend und schwebend fortgeführt, die größeren Geschiebe hingegen auf ihrem Boden fortgerollt. Dabei kommt der Umstand in Betracht, dass die meisten Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Gebirge einen größeren Anteil nehmen, nur ein specifisches Gewicht von 2,0 bis 2,9 besitzen, so dass sie, im Wasser liegend, fast um die Hälfte ihres Gewichtes erleichtert werden und somit einer geringen Kraft bedürfen, um fortbewegt zu werden. Durch andauerndes Rollen und Aneinanderreiben dieser anfänglich eckigen Gesteinsbruchstücke werden dieselben allmählich zu abgerundeten Geschieben oder Geröllen, wobei zugleich feine, im Flusswasser schwebende und dasselbe trübende Teilchen gebildet werden. Schieferfragmente zerfallen in Platten, deren Ecken sich allmählich abrunden. Die vom Flusse fortbewegten Gerölle werden zu Kies- und Sandbänken angehäuft, welche an ihrem stromaufwärts gerichteten Ende stets wieder abgetragen, dagegen an ihrem unteren Ende in gleichem Maße verlängert werden, so dass sie fortwährend stromabwärts wandern. Besonders intensiv ist dieser Geschiebetransport bei hohem Wasserstande, also durch die Hochwasser. Die Größe desselben ist sehr beträchtlich. So führte die Reuß während der Jahre 1851 bis 1879 jährlich eine Geschiebemenge von fast 150 000 cbm in den Urner See, der Rhein 1865 bis 1885 eine solche von 47 000 cbm in den Bodensee; die Ache transportiert jährlich etwa 142 000 cbm Geschiebe in den Chiemsee und die Donau durchschnittlich 680 000 cbm derselben bei Wien vorbei.

Je weiter die Geschiebe fortgeführt werden, desto mehr nehmen sie an Größe ab. Anfänglich, also im Hochgebirge, groß und scharfeckig, runden sie bereits in kurzen Strecken ihre Kanten ab und verlieren in demselben Verhältnis, wie ihre Entfernung von dem Ursprungsorte zunimmt, an Größe, bis sie, falls der Lauf der Flüsse nicht allzu kurz ist, als Sand und Schlamm, namentlich aber, im Vereine mit den durch oberflächliche Abspülung zugeführten staubförmigen Verwitterungsproducten, als schwebende Teilchen (Silt, Flusstrübe) an deren Mündung gelangen. Die Quantität dieses feinen Detritus ist zum Teil überraschend groß, steigert sich besonders bei Hochwasser und übertrifft die Geschiebeführung noch um das 10 bis 50 fache. So führen der Rhein 4, die Rhône 7, die Donau 82, der Indus 446, der Mississippi 352 682, der Ganges 360 628 Millionen Tonnen Schlamm jährlich ihrer Mündung zu.

Wo die bis dahin starke Neigung der Flussbetten und deshalb die

Stromgeschwindigkeit und Transportfähigkeit der Gewässer eine geringere wird, setzen sich die Gerölle ab. Es ist dies der Natur der Sache nach namentlich im Unterlaufe der Ströme der Fall. Hier vermögen dieselben ihr Bett in beliebigen Richtungen zu verschieben und zwar findet an den Prallstellen des geschlängelten Flusslaufes Erosion, an den gegenüber liegenden Orten Ablagerung der Geschiebe statt, so dass sich der Fluss nach der Seite seines Anprallens verschiebt, während sich gleichzeitig auf der gegenüber liegenden convexen Seite Kies und Sand aufschüttet. Auf diese Weise bilden sich im Flusslaufe tiefe, zuweilen dicht an einander gereihete, sich abwechselnd nach links und rechts wendende Bogen. Durch seitliche, sowie flussabwärts gerichtete Verschiebung dieser Mäander entstehen ausgedehnte, oft von sichelförmigen Stücken der alten Flussschlingen unterbrochene Kies- und Sandflächen beiderseits des Stromes.

Da die Flüsse, welche große Gerölmengen mit sich führen, durch deren fortwährende Ablagerung ihr Bett erhöhen und es durch Bank- und Inselbildung verengen und gabeln, so ergießen sich, bis die Ufer der Ströme künstlich reguliert und eingengt werden, deren Wasser bei jeder Hochflut über die von ihnen hergestellten Thalauen (Inundationsflächen), so dass die Stromthäler oft weite, meilenbreite Seen bilden, in welchen sich, je nach der Entfernung derselben von dem Gebirge, Kies, Sand und Schlamm absetzen. Je niedriger die Ufer sind, desto mehr wird das flache Uferland mit Detritus überschüttet. Vertieft sich im Laufe der Zeit das Bett des Stromes durch Erosion, so werden die ursprünglichen fluviatilen Ablagerungen, welche auf beiden Seiten der Flüsse mehr oder weniger breite Zonen bilden, wieder vernichtet, um neuen, tiefer liegenden Platz zu machen. Bleiben schmale Streifen der alten Kies- und Sandablagerungen an den Abhängen der benachbarten Thalgehänge zurück, so werden diese als Schotterterrassen und zwar als Erosionsterrassen bezeichnet, sind in allen Gebirgsthälern häufige Erscheinungen und wiederholen sich hier oft in verschiedenen Niveaus über einander *). In diesem Falle sind entsprechend den einzelnen Stadien der fortschreitenden Thalvertiefung die höchst gelegenen Schotterterrassen, ganz wie die in die Felsgehänge selbst eingeschnittenen Felsterrassen, die ältesten, die tiefer gelegenen die jüngeren Gebilde. Ganz ähnlich gestaltete Schotterterrassen entstehen jedoch auch auf die Weise, dass durch übermäßige Zuführung von Gebirgsschutt der Boden bereits fertig existierender Thäler erhöht wird, ja letztere ganz ausgeebnet werden. Schneidet sich später der Fluss von neuem in diese Ablagerungen ein und verlegt seine Erosionsarbeit immer tiefer, so können

*) Vergl. A. Heim. Erosion im Gebiete d. Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenclubs. 1879. S. 4. — A. Bodmer. Terrassen und Thalstufen in der Schweiz. Zürich 1880. — A. Penck. Periodicität der Thalbildung. Verh. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1884. S. 39.

stufenförmig herausmodellirte Reste der Geröllausfüllung der Thäler an deren Gehängen in Form von Schotterterrassen zurückbleiben (Accumulationsterrassen). Ihre Gestalt ist den erstbeschriebenen sehr ähnlich, nur entstammt, umgekehrt wie bei letzteren, das Material der höchsten Terrasse einem jüngeren Zeitabschnitte als das der untersten.

§ 16. **Deltas.** Dort, wo die Flüsse ihre Wassermassen in Seen oder in das Meer ergießen, bilden sich unter gewissen Bedingungen durch den Absatz mechanisch fortgeführten Gesteinsmaterials Deltas*). Die Seen, welche von den aus dem Gebirge tretenden Flüssen durchströmt werden, dienen deshalb als Klärungsbecken, in welche die Gewässer, mit Schutt, Schlamm und Sand beladen, eintreten und welche sie vollkommen klar und ohne eine Spur mechanisch suspendierter Teilchen verlassen. Diesem Zwecke dient beim Rhein der Bodensee, der Vierwaldstätter See bei der Reuß, der Brienzer und Thuner See bei der Aar, der Genfer See bei der Rhône. Die Deltas, welche diese Ströme an ihren Einmündungsstellen bilden, bestehen aus abwechselnden Sand-, Kies- und Lehmlagen, welche eingeschwemmte Reste von Pflanzen, Land- und Süßwassertieren in größerer oder geringerer Menge einschließen und zum Teil regelmäßige, allseitig flach abfallende, zum Teil aber auch und zwar namentlich bei den an Hochfluten reichen Strömen höchst verworren gelagerte Schichten bilden. Die schweren Geschiebe werden unter normalen Verhältnissen direct an der Mündung des Flusses abgesetzt, während Sand und Schlamm weiter und die feinen schwebenden Teilchen bis zu noch größerer Entfernung fortgeführt werden. Die Sonderung des Gesteinsmaterials nach der Korngröße würde eine gleichmäßige und durchgehende sein, wenn die Stromschnelligkeit der in den See tretenden Gewässer sich stets gleich bliebe; da sie aber in gewissen Zeiten durch Anschwellen der Ströme vergrößert, in anderen durch Abnahme der Wassermenge verringert wird, so werden auch zeitweilig größere Geschiebe und grober Sand so weit in den See geschleudert, als unter anderen Bedingungen die feinsten Schlammteilchen gelangen werden. Daher die Abwechslung grober Kies- und feiner Lehmschichten. Die entstehenden Deltas haben die Gestalt flacher Kegel mit oben steilerer, an ihrem Fuße immer flacher werdender Böschung. So erstreckt sich das Delta der Aar bei deren Eintritt in den Brienzer See etwa 1100 bis 1200 m weit in diesen letzteren hinein; die abgelagerten Schuttmassen bilden nahe der Flussmündung eine Böschung von 30—35°, die jedoch mit der Entfernung von jener immer flacher wird und sich allmählich an den fast horizontalen Boden des Sees anschmiegt. Ähnliches gilt von dem seit der 1854 erfolgten Geradelegung der Reuß im Vierwaldstätter See gebildeten Delta. Dasselbe hatte 1878 einen Inhalt von etwa 4 Millionen Kubikmetern, so dass

*) Rud. Credner. Die Deltas. Peterm. geogr. Mitt.; Ergänz.-Heft. No. 56. 1878.

die Renß an ihrer Mündung jährlich durchschnittlich 450 000, täglich etwa 548 cbm Geschiebmaterial ablagert*).

Die Bildung von Deltas an der Ausmündung größerer Ströme in das Meer wird überall dort vor sich gehen, wo letztere durch vor ihnen liegende Flussbarren und Uferwälle geschützt sind. Dadurch werden Lagunen gebildet, in welche vom Flusse Sand, Schlamm und schwebende Teilchen geführt und dort in ähnlicher Weise wie in einem ruhigen Binnensee abgelagert werden. Durch fortgesetzte Niederschläge werden die Lagunen allmählich ganz oder teilweise ausgefüllt, so dass sich der neugebildete Boden im Laufe der Zeit über das Meeresniveau erhebt und ein flaches, von sich verzweigenden Flussarmen durchfurchtes und seichte Seen, die Überreste der Lagunen, umfassendes Land bildet, an dessen Meeresufern sich die sandigen Uferwälle erheben. Nur ausnahmsweise und zwar hauptsächlich infolge von Menschenhand aufgeführter Strombauten überschreiten die Deltaabsätze die Uferwälle und treten in das offene Meer vor (marine oder vorgeschobene Deltas). Eine viel allgemeinere Bedeutung für die Genesis der Deltas, als den Uferwällen, schreibt R. Credner (l. c. S. 40) den säcularen Hebungen der Festlandsküsten zu, infolge deren die submarinen Absätze der Flüsse über den Wasserspiegel hervortreten.

Einige der bedeutendsten Deltas sind die des Rheines, der Rhône, des Po, der Donau, des Niles, des Ganges und des Mississippi.

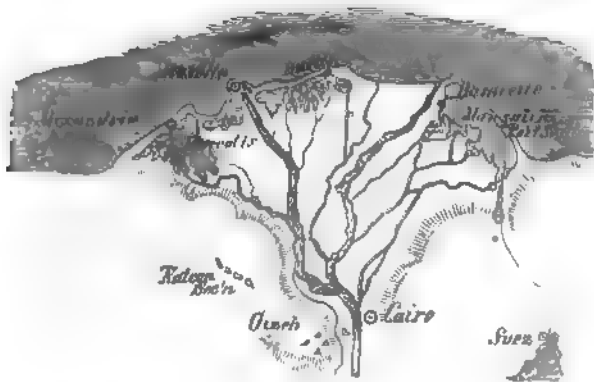


Fig. 77. Das Nildelta.

Das Delta des Niles ist eine vollkommen horizontale Ebene von 22 494 qkm Größe und von der Gestalt eines Dreieckes (siehe Fig. 77). Die nach dem mittelländischen Meere zugewandte Basis desselben bildet einen weiten, nach diesem zu convexen Bogen und ist gegen das Meer hin von einem sich

*) A. Heim. Jahrb. d. Schweiz. Alpenclubs. 1879. S. 4. Taf. II.

über das Delta erhebenden, nur stellenweise unterbrochenen, ebenfalls bogenförmigen Damm von zum großen Teile aus Schalenfragmenten recenter Mollusken, Bryozoen und Foraminiferen gebildeten Kalkstein, dem Uferwall, begrenzt. Das Delta selbst ist von den beiden, sich vielfach verzweigenden Armen des Niles (dem von Rosette und dem von Damiette) durchschnitten und von vier großen, sehr seichten Lagunen unterbrochen, welche vom Meer durch den Uferwall getrennt sind, immer mehr von Sand und Schlamm angefüllt und deshalb einst vollkommen verschwinden werden. Das ganze Delta besteht bis zu 14 oder 15 m Tiefe aus horizontalen Schichten eines bei den periodischen Überschwemmungen des Niles abgesetzten feinen, braunroten Lehm, unter welchem sich Ablagerungen von Meeressand ausbreiten. Die Höhe der Absätze des Nilwassers im Gebiete des Deltas wird auf 64 mm im Laufe von 100 Jahren geschätzt. Aus allem geht hervor, dass der Nil ursprünglich in eine Bucht mündete, welche nach dem Meere zu von einem Uferwall begrenzt und welche allmählich von Nilschlamm ausgefüllt und so zum Nildelta umgestaltet wurde.

Viel zerschlitztere und unregelmäßigere Gestalt hat das Mississippi-Delta, weil ihm ein umrandender Uferwall fehlt. Dasselbe besitzt über 320 km Länge, über 300 km Breite, besteht aus äußerst flachem, niedrigem, meist überschwemmtem Lande, welches außer durch den Hauptstrom des Mississippi von einer bedeutenden Anzahl sich vielfach verzweigender Nebenarme (Bayus) durchschnitten und von Sümpfen und flachen Lagunen unterbrochen wird. Von dem eigentlichen Delta aus streckt sich der beiderseits von einem Streifen jüngster Alluvionen eingedämmte Mississippi noch 65 km weit in das Meer hinaus, um sich dann in 3 divergierende, von schmalen Dämmen begleitete »Pässe« zu teilen. Die Mächtigkeit der Deltaabsätze beträgt bei New-Orleans etwa 10 m, weiter südlich bis zu 30 m; ihre Anschwemmung und Ablagerung geht jedoch so schnell vor sich, dass in kürzester Zeit die bedeutendsten Veränderungen der Conturformen des Deltas hervorgebracht werden, und die Pässe des letzteren in gewissen Jahren um mehr als 80 m anwachsen und in das Meer vorrücken.

Ganz anderer Art sind die Erscheinungen in Flussmündungen an Küsten, welche sich im Zustande langsamer Senkung befinden. Durch letztere wird die Bildung von Deltas verhindert, indem die abgesetzten Sedimente zwar Sandbänke, Untiefen und Barren aufbauen, aber den Wasserspiegel nicht erreichen. Daher rührt die weitgeöffnete, trichterförmige Gestalt solcher Flussmündungen. Dies gilt z. B. von der Elbe, Weser, Seine, Loire, dem Hudson, Delaware, Amazonas u. a. an sich senkenden Küsten mündenden Flüssen (vergl. S. 166).

§ 17. Die mechanische Thätigkeit des Meeres. Nur der bewegte Ocean übt eine mechanische Thätigkeit aus. Die Meereswasser werden

durch die oceanischen Strömungen, die Gezeiten, Sturmeswogen und Wasserbeben in den Zustand der Bewegung versetzt*).

Die mechanische Thätigkeit des Meeres kann wie die der fließenden Gewässer eine zerstörende, transportierende und absetzende sein. Der zerstörende Effect der See auf ihre Küsten beruht auf der Höhe der Flut, auf der Richtung und Schnelligkeit der Flutwelle, auf der Richtung der vorwaltenden Winde und Stürme, auf der Gewalt der Wogen, auf der petrographischen Beschaffenheit und dem geologischen Bau der Ufer, sowie auf den Conturen und der Steilheit derselben. Granit, Gneiß, Syenit widerstehen dem Anpralle der Wogen besser, als Sandstein, Mergel und Kalkstein, — horizontale oder landeinwärts fallende Schichten werden leichter unterwühlt und vernichtet, als seewärts geneigte, auf denen die Welle widerstandslos hinaufläuft, — an flachen, sandigen Küsten tritt mehr die aufbauende Thätigkeit des Meeres hervor und eine an Vorgebirgen und Buchten reiche Küste wird durch die Vermehrung der Angriffspunkte unter sonst gleichen Verhältnissen eine stärkere Zerstörung und Veränderung erleiden, als geradlinige Strecken. Die Wogen des Oceans wirken mit der zerstörenden Kraft eines Wasserfalles auf die Küsten, welche unter diesem Einflusse beständigen Veränderungen unterworfen sind. Zunächst entsteht unter der Einwirkung der Brandung an Steilküsten im Niveau der ersteren eine horizontal verlaufende hohlkehlenartige Einkerbung. Die ihrer Basis beraubte Felswand stürzt herab, — die Gesteinstrümmer werden von den Wogen zerkleinert, abgerundet und wie Projectile gegen die Küste geschleudert, — die Unterminierung und der Einsturz wiederholen sich, —

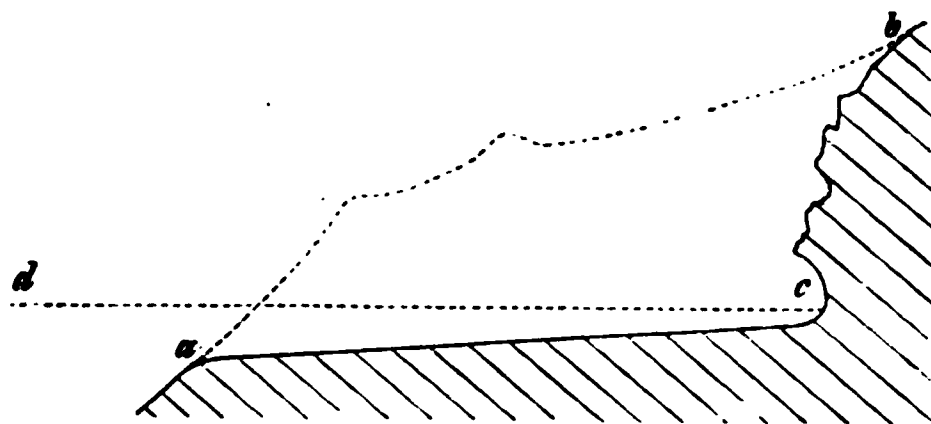


Fig. 78.

ab = ursprüngliches Profil der Steilküste. *ac* = Brandungsterrasse. *cd* = Meeresniveau bei Fluthöhe.
Nach F. v. Richthofen.

die Brandungslinie rückt landeinwärts, — es entsteht eine flach ansteigende Brandungsterrasse (Fig. 78, *ac*). Mit ihrer Verbreiterung schwächt sich die erodierende Wirkung der Brandungswogen und hört endlich ganz auf. Die

*) v. Boguslawski u. Krümmel. Handb. d. Oceanographie II. Stuttg. 1887. — F. v. Richthofen. Führer f. Forschungsreisende. Berlin 1886. Cap. IX. — A. Philipsson. Typen der Küstenformen. Berlin 1893. — A. Supan. Phys. Erdkunde. 2. Aufl. Leipzig 1896. II. Abschn.: Das Meer.

Gestade der Insel Helgoland, sowie die felsigen Küsten von Norfolk. und Suffolk in England zeigen, wie großartig die zerstörende Macht des Meeres ist.

Ist dahingegen die Küste, auf welche die Meeresbrandung einwirkt, einer säcularen Senkung unterworfen, so bewirkt die langsam landeinwärts schreitende Brandungswelle eine Abtragung, Abrasion, durch welche ausgedehnte Territorien und ganze Bergmassen betroffen werden können

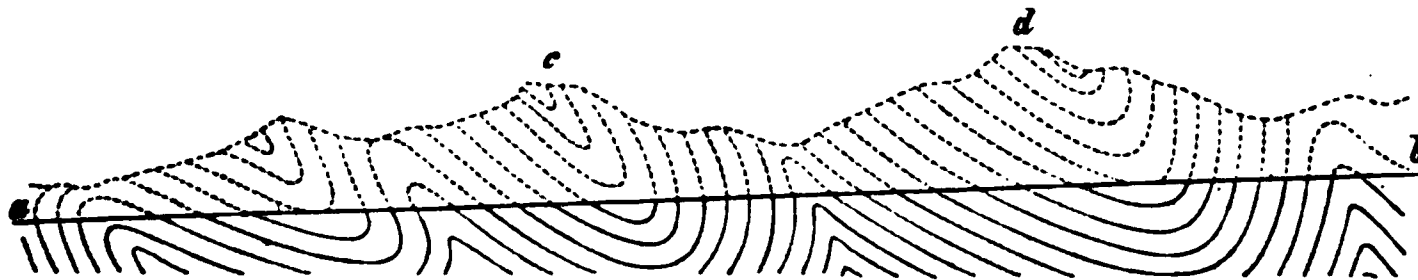


Fig. 79. Abrasion bei kontinuierlicher Senkung des Landes. Nach F. v. Richthofen.
ab = Abrasionsfläche, acd = abgetragene Gebirgsmasse.

(Fig. 79). An die Stelle der letzteren treten ebene, flachwellige oder bei ruckweiser Verschiebung der Strandlinie terrassenförmig aufsteigende Abrasionsflächen, deren Oberflächengestaltung dann mit ihrer inneren Tectonik in keinerlei Zusammenhang, ja in Widerspruch zu stehen pflegt. Der durch die Brandungswelle erzeugte und fortgeführte Detritus kann sich unmittelbar auf dem neu erzeugten Meeresgrunde ablagern, so dass mit der Abrasion eine übergreifende (transgredierende) Schichtenbildung (siehe S. 470) Hand in Hand geht*).

Was die Thätigkeit des Oceans als Transportmittel der in denselben geführten Sande und Kiese betrifft, so beschränkt sich dieselbe wesentlich auf schmale und flache, von den Wellen aufgewühlte Küstenstriche, und zwar ist sie hier darauf gerichtet, die aus den Flussmündungen herausgeschwemmten Schutt- und Sandmassen an die Küsten zurückzutreiben, sie diesen eine Strecke weit entlang zu führen und sie dann dort abzusetzen (Litoralbildungen). Weder Ebbe und Flut, noch Sturmeswogen dienen zur oceanischen Verbreitung des continentalen (terrigenen) Schuttes und Sandes, im Gegenteile drängen sie dieselben an die Küsten zurück. Deshalb können sich auf dem eigentlichen Meeresgrunde keine grobklastischen Gesteine, wie Sandsteine oder Conglomerate bilden, deren Ablagerung auf die Küstenzonen beschränkt bleibt. Selbst die von den Wassern in Suspension gehaltenen feinsten Sand- und Schlammteilchen erhalten, trotz der Strömungen des Meeres, keine sehr weite Verbreitung in diesem, weil dessen Salzgehalt einen überaus raschen Absatz der Trübe herbeiführt. Die durch den letzteren erzeugten Ablagerungen des blauen und grünen Schlammes**) dehnen sich höchstens bis 450 km Entfernung von der Küste aus, erstrecken sich aber hierbei bis in große Meerestiefen. Die gröberen Sand-

*) F. von Richthofen. l. c. S. 336—364. — Rüttimeyer. Die Bretagne 1883.

**) Murray and Renard. Report on Deep-Sea Deposits etc. London 1894.

und Kiesmassen, welche die Flüsse dem Oceane zuführen, vermehrt um die Products der zerstörenden Meereswogen, werden von den Wellen zu Strand- oder Uferwällen aufgeworfen, wo die Wogen unablässig an ihrer Zerkleinerung arbeiten, die feineren Sandkörnchen mit sich zurücknehmen und an dem Fuße des aus dem zurückbleibenden gröberen Materiale bestehenden Dammes wieder ablagern. Auch an dem Ausgange flacher Buchten türmen sie sich auf und verwandeln diese allmählich zu Binnenseen oder Lagunen. Münden Flüsse in diese letzteren ein, so wird, wie S. 240 gezeigt, deren Absätzen Gelegenheit zu Deltabildungen und allmählicher völliger Ausfüllung der Lagunen gegeben. An allen Küsten, an denen sich überhaupt Raum zu ihrer Ausbildung findet, zeigen sich diese Uferwälle. In Deutschland ziehen sie sich von Schleswig die Nordsee entlang bis nach



Fig. 80. Frische und kurische Nehrung (Uferwälle); frisches und kurisches Haß (Lagunen).

Holland, an den Gestaden der Ostsee treten sie als Nehrungen zwischen den Lagunen der Flussmündungen (den Haffen) und der offenen See auf (siehe Fig. 80). Selbst an Stellen, wo diese Uferwälle durch Flussmündungen unterbrochen scheinen, sind die Lücken nur oberflächlich, indem eine Sandbank, die Barre, in der Fortsetzung des Uferwalles die Mündung der meisten größeren Ströme quer durchzieht. Ganz ähnliche Erscheinungen sind die Peresips, welche an der West-

küste des Schwarzen Meeres die Mündung vieler Ströme bogenartig umziehen, so dass vollständig abgeschlossene Seen entstehen, die durch in den Wall eingeschnittene Canäle mit dem Meere communicieren.

Nirgends sind diese vorgeschobenen und vom Festlande durch einen Strich flachen Wassers getrennten Uferwälle so vollkommen ausgebildet, wie an der Ostküste Nordamerikas von Long Island bis Florida, und zwar namentlich in der Nachbarschaft des Cap Hatteras.

Da in den von Uferwällen umzogenen Ästuarien und Lagunen eine Mischung von Meeres- und Süßwasser stattfindet, so bergen sie eine ganz eigentümliche Fauna, deren Reste für die dort abgelagerten Brackwasserbildungen charakteristisch sind.

In manchen Gegenden wird das Material der Strandwälle durch kalkhaltige Gewässer zu einem Conglomerate verkittet und dadurch zu einem festen Gesteine umgewandelt, meist aber bleibt es eine so lose Anhäufung, dass die von der See wehenden Winde den feinen Sand von den groben Geröllen und Kiesen trennen, ihn zu Dünen aufhäufen und als Flugsand landeinwärts treiben (siehe: Winde).

Überall zeigt es sich, dass die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche nur ein vergängliches Bild in dem Umgestaltungsprocesse unseres Planeten, nur eine momentane Gruppierung des ruhelos wandernden Stoffes ist, welcher nur scheinbar eine gewisse Stabilität bewahrt. In allen Richtungen wird das Wasser seiner Aufgabe gerecht: auszugleichen, was der Vulkanismus aufgetürmt, und die flache, ursprünglich von Gebirgen noch nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen.

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

Die Mitwirkung des Eises auf die Gestaltung der Erdoberflächenverhältnisse hat sich der Natur der Sache nach weniger durch Wassereis, als durch die größeren Ansammlungen von Landeis, welche man als Gletscher bezeichnet, geltend machen können.

Litteratur:

A. Heim. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.

§ 1. **Wesen der Gletscher.** Gletscher sind Eisströme, welche in den Hochschneefeldern entspringen und sich in langsamem Flusse thalabwärts bewegen. Die Heimat des Hochschnees sind die oberhalb der Schneelinie gelegenen Partien des Hochgebirges, sowie das Innere des polaren Festlandes, wo er sich als Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit bildet. Hier bleibt er infolge der Kälte und Trockenheit der Luft fast unverändert und würde in das Unendliche anwachsen, wenn die Schneemassen nicht nach unten pressten und dadurch ihre ursprüngliche Lagerstätte verlassen müssten. Dabei bildet er sich zu rundlichen Körnern, dem Firn, dann infolge von Druck und Durchtränkung mit gefrierendem Wasser zu compactem Firneis und in noch tieferen Niveaus zu Gletschereis um. Jedoch gestaltet sich der Firn nicht erst an seiner unteren, als Firnlinie bezeichneten Grenze zum Gletscherstrom, es ist dies vielmehr nur die Region, in welcher der bereits auf dem Boden der Firnanhäufung fertig gewordene Gletscher unter seiner Firnbedeckung hervortritt. Diese ist anfänglich dünn, je höher man sich jedoch von der Firnlinie entfernt, desto schwächer wird die Eislage auf dem Grunde des Firnes und desto mächtiger dieser selbst. Der Druck

der oberen Firnmassen auf den darunter gelegenen Firn ist die Veranlassung zur Vereisung des letzteren und somit zur Gletscherbildung.

Die Firnschneefelder sind demnach die Nähr- oder Sammelgebiete, aus denen die Gletscher entspringen und ernährt werden, so dass sich Gletscher und Schneefelder zu einander verhalten, wie ein Fluss zu dem See, welchem er Abfluss verschafft. Es bewegt sich also auch die Firnmasse fort und fort abwärts, bis sie in oben angegebener Weise in Gletschereis umgewandelt wird und dann als solches die Bewegung fortsetzt. Die erste Bedingung für die Entstehung der Gletscher ist demnach die Existenz von Sammelgebieten des Firns, also innerhalb der Schneeregion gelegener Areale der Erdoberfläche. Je nach der Gebirgsgestaltung dieser Firngebiete hat man dreierlei Typen der Vergletscherung zu unterscheiden. Bei den alpinen Gletschern bestehen deren Nährgebiete aus weiten Mulden und Kesseln, welche von Gebirgskämmen, Graten und Gipfeln steil umrandet und abgeschlossen werden. Aus dieser Firnmulde wächst der Gletscher heraus und ergießt sich, wie ein Fluss dem Thale folgend, zum Teil bis weit unter die Schneelinie. Die großen Eisströme nennt man Gletscher erster Ordnung, die kleineren, nicht bis auf die Thalsohlen herabreichenden Gletscher zweiter Ordnung, Hängegletscher oder Jochgletscher. Einen von diesen scharf individualisierten alpinen Gletschern verschiedenen Typus repräsentieren die Vergletscherungen Skandinaviens und Grönlands. Die Plateauhochflächen Skandinaviens tragen, soweit sie in die Schneeregion hineinragen, flache, weit ausgedehnte Firnfelder (Justedalsbrae = 900 qkm), aus deren Rande sich zahlreiche kleine, meist steile Gletscher radial in die Thäler ergießen. Ihnen allen ist ein Nährgebiet gemeinsam. Die grönländische Vergletscherung endlich besteht in einer gewaltigen, über 1000 m mächtigen, allgemeinen Eisüberflutung (Inlandeis, Binneneis), aus welcher nur randlich ganz vereinzelte Felsgipfel (Nunataker) hervorragen. Die Oberfläche dieses Binneneises senkt sich vom Inneren erst flach, dann steiler nach der Küste. Dasselbe bewegt sich als einheitliche Masse radial und zerteilt sich erst am äußersten Rande in große Auslaufsgletscher, welche in den Fjords abfließen.

§ 2. Innerer Bau der Gletschermasse. Die Gletschermasse besteht aus dicht an einander gepressten, unregelmäßigen, krystallinen Eiskörnern und besitzt eine plattig lamellare Structur, indem sie sich aus lauter sich allseitig auskeilenden Blättern und Lagen zusammensetzt, von denen die einen dicht, homogen, durchsichtig und blau, die anderen mit jenen wechselagernden schaumig, blasig und weiß sind (Blaubänderstructur). Diese verschiedenartigen Eislagen schmelzen auch verschieden schnell, die glasigen langsamer, die schaumigen schneller. Infolge dessen erscheint deren die einzelnen Lagen schneidende Oberfläche bei günstiger Beleuchtung durch zahllose Rippen und Furchen moiréartig liniert.

Die Lagerungsweise dieser Blaubänderstructur ist eine freilich von den Conturen des Gletscherbettes und Hemmnissen aller Art in mannigfachster Weise modificierte Muldenform. Breitet sich der Gletscher aus, so bilden seine Eislagen eine flache Mulde; meist stehen die Bänder in der Mitte senkrecht und fallen an den beiderseitigen Rändern steil gegen die centrale Zone ein; wird dem vordringenden Gletscher durch Felsvorsprünge ein besonders starker Widerstand geleistet, so biegen sich die Eislagen fächer-, schalen- oder wellenförmig, zickzack- oder maserartig zusammen. Diese Band- und Lagenstructur des Gletschereises ist als eine Folge des Druckes, als eine der falschen Schieferung entsprechende secundäre Erscheinung aufzufassen. Unabhängig von ihr verläuft die meist fast horizontale wirkliche Schichtung der Gletschermasse, welche besonders durch Staub und Sand führende Lagen angedeutet wird.

§ 3. **Bewegung der Gletscher.** Die Gletschermasse füllt die von den Firnfeldern sich nach abwärts ziehenden Thäler in ihrer ganzen Breite und bis zu ziemlicher Höhe aus und fließt in ihnen unaufhaltsam und beständig thalabwärts. Sie befindet sich in einem plastischen Zustande; infolge dessen werden ihre Bewegungen durch Verengungen ihres Bettes oder Unebenheiten des Bodens nicht verhindert, vielmehr schmiegt sie sich den letzteren an, quillt durch Engpässe hindurch und breitet sich bei Erweiterung des Thales wieder aus. Tritt einer vorrückenden Gletschermasse ein niedriges Felsenriff in den Weg, so schiebt sie sich an demselben in die Höhe und über dasselbe hinweg; in ähnlicher Weise drängt sie sich Felsenabhänge hinab und spaltet sich dabei in verschieden gestaltete Eisblöcke. Mehrere Gletscherströme können sich zu einem Hauptgletscher vereinigen und verschmelzen dann zu einer einzigen Gletschermasse. Die Oberfläche der Gletscher ist nur an solchen Stellen

ziemlich eben und zusammenhängend, wo die Neigung der Thalsole eine gleichmäßige ist, dort aber, wo sich letztere, also das Gefälle ändert, wo demnach Unebenheiten des Untergrundes zu überwinden sind, zerberstet die gegen Zug nicht nachgiebige Gletschermasse und wird durch tiefe, breite Querspaltten durchsetzt (Fig. 81, a). An Punkten aber, wo

eine Veränderung der Breite und zwar eine Erweiterung des Gletscherbettes eintritt, entstehen Längsspaltten (Fig. 81, b), an Vorsprüngen des Ufers Randspaltten, welche anfänglich mit 45° aufwärts gegen die Mitte des Gletschers gerichtet sind. Plötzliche Abstürze des Thalgrundes sind die

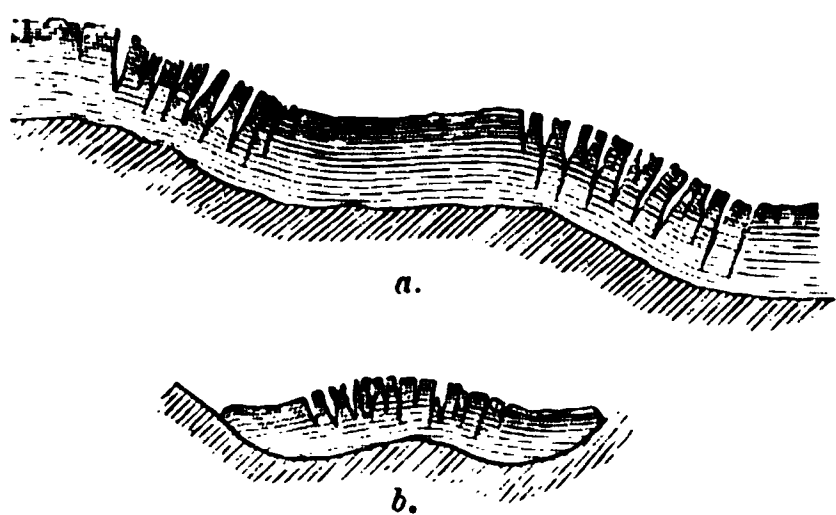


Fig. 81. Gletscherspaltten.
a Querspaltten. — b Längsspaltten.

Veranlassung einer vollkommenen Zerklüftung und Zerberstung der ganzen Eismasse in lauter kleinere und größere Blöcke, also zur Bildung eines Eisfalles (Gletschercascade). Kreuzen sich zwei Spaltensysteme, so entstehen turm- und obeliskentartige Eisfelsen, die sogenannten Eisnadeln, welche oft unter donnerartigem Gedröhne zusammenstürzen. Die Gletscherspalten sind ebenso von dem Profile des Gletschergrundes und dem Verlauf der Gletscherufer bestimmt, wie jede Brechung der Oberfläche eines fließenden Gewässers durch Neigung und Beschaffenheit des Flussbettes. Wie die geringste Stromschnelle stets an derselben Stelle verharret, wie zu dem gewaltigsten Fall das Wasser in ruhigstem Fluss herannahen kann und unter ihm allmählich die Wogen sich wieder beruhigen und zur ebenen Oberfläche ausgleichen, gerade so ist es auch mit dem Gletscher. Stets thun sich die Spalten an derselben Stelle auf, rücken vorwärts, um sich dann wieder zu schließen, während an ihrer Ursprungsstelle neue Spalten sich aufgethan haben. An derselben Felsecke am Mer de Glace, an der Saussure die strahlenförmig verlaufenden Spalten zuerst entdeckte, trifft man sie heute noch; unter der Stelle schließen sie sich wieder. Unter dem wildesten Chaos von Eisnadeln sammelt sich der Gletscher wieder zum zusammenhängenden Ganzen.

Die von der Höhe nach der Tiefe gerichtete Bewegung des Gletschereises ist eine regelmäßige und beständige, nie ruckweise vor sich gehende, welche nicht nur auf den Sommer beschränkt ist, sondern sich auch während des Winters bethätigt, aber im Hochsommer am größten ist, wo der Gletscher von Schmelzwassern durchdrungen und am beweglichsten ist. Ebenso tritt auf steilen Senkungsflächen bei sonst gleichen Verhältnissen eine Beschleunigung der Bewegung ein. Die gesamte Gletschermasse beteiligt sich jedoch an dieser steten Fortbewegung nicht in gleichem Grade, es verhält sich vielmehr der Gletscher in dieser Beziehung durchaus wie

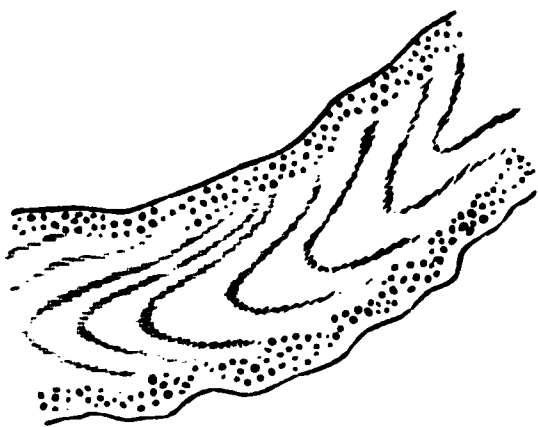


Fig. 82. Schmutzbänder auf einem Gletscher.

ein Strom, indem seine mittlere Zone schneller vorrückt, wie seine Ränder, seine Oberfläche schneller als sein Boden. Eine quer über einen Gletscher gezogene gerade Linie würde sich deshalb nach einiger Zeit zu einer erst flachen, dann sich immer stärker krümmenden Curve ausbilden. Dies gilt thatsächlich von den Querspalten, die sich dementsprechend zu thalabwärts convexen Bogen ausziehen. Schließen sich dieselben, so bleiben oberflächliche Fur-

chen zurück, in denen sich Staub und Sand ansammeln und Schmutzbänder bilden (Fig. 82).

Die Größe der Gletscherbewegung hängt von der Masse, also Mächtigkeit des Gletschereises und der Stärke der Neigung seiner Unterlage ab,

schwankt demnach in weiten Grenzen und beträgt z. B. bei den Gletschern der Alpen zwischen 15 und 35 cm täglich. Nimmt man als gewöhnlichstes Maß derselben 20 bis 30 cm pro Tag an, so entspricht dies einer jährlichen Bewegung von etwa 75 bis 110 m. Als etwas ganz Abnormales ist die Schnelligkeit der Gletscherbewegung bei dem periodischen Vorrücken des Vernagtgletschers zu betrachten, die z. B. am 1. Juni des Jahres 1845, also an einem Tage, 12 m oder 0,5 m in der Stunde erreichte und mit dem Auge zu verfolgen war. Überraschend groß ist die Schnelligkeit, mit welcher manche Gletscherströme der Westküste Grönlands vorrücken. So beobachtete Helland i. J. 1875 am Gletscher von Jakobshavn eine mittlere Geschwindigkeit von 14,70 bis 19,77 m in 24 Stunden, E. v. Drygalski 1894 eine solche von durchschnittlich 10,3 m*).

Übrigens genügen kaum merkliche Gefälle des Untergrundes (bis hinab zu 1') zur Bewegungsfähigkeit des Gletschereises**), ein Umstand, welcher die diluviale Vergletscherung Nordeuropas durch von Skandinavien aus vorrückendes Inlandeis erklären hilft.

Die infolge oberflächlicher Abschmelzung des Eises durch Sonnenbestrahlung, warme Luft und Regen (Ablation) entstehenden Schmelzwasser rieseln in Spalten und unregelmäßigen Canälen (Gletschermühlen) durch das Eis, durchziehen dasselbe als unzählige Wasseradern und vereinigen sich unter dem Gletscher mit den auf dessen Boden erzeugten Schmelzwässern zu Bachsystemen, um dann am unteren Ende des Gletschers aus einer höhlenartigen Öffnung, dem Gletscherthor, hervorzubrechen. Diese Gletscherbäche sind anfänglich trübe, werden aber bald, nachdem sie eine größere Menge von Sand und Schlamm abgesetzt, klar. Das Maß des Abschmelzens des Gletschers ist ein täglich zwischen einem Maximum und Minimum schwankendes. Dasselbe beginnt, wenn die Sonne sich erhebt und die Luft sich erwärmt, dann rinnen überall Fäden des prächtig grünen Schmelzwassers über seine Fläche, immer reichlicher, je höher die Sonne steigt, um abends, wenn die Sonne hinter die Berge gesunken ist, wieder gänzlich zu versiegen.

Die Erklärung der Bewegung des Gletschers, wie solche von Thomson, Tyndall, Helmholtz, Pfaff und Heim herrührt, lässt sich nach Letzterem folgendermaßen zusammenfassen:

Die Gletscherbewegung geht vor sich infolge der Schwere, also des thalabwärts gerichteten Druckes seiner Masse. Sie besteht einerseits in dem Gleiten des Gletschers auf seinem Untergrunde, — anderseits in einer

*) Siehe: A. Helland. Mitteil. d. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1877 u. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 693. — Hammer. Peterm. geogr. Mitt. 1883. Heft 4, S. 134. — v. Drygalski. Zeitsch. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892.

**) E. v. Drygalski. N. Jahrb. 1890. II. S. 163.

fließenden Bewegung, welche derjenigen dickflüssiger Massen entspricht. Letztere kommt zu Stande 1. durch die Plasticität des Eises; 2. durch seine Zermalmung in kleinste Teile und durch deren gleichzeitige gegenseitige Verschiebung, wobei dieselben durch Zusammenfrieren (Regelation) direct wieder verkittet werden; 3. durch partielle innere Verflüssigung durch Druck. Unter dem hohen Drucke, der auf das Eis wirkt, sinkt der Gefrierpunkt des Wassers; es findet deshalb eine teilweise Schmelzung des Eises zu Wasser von unter Null Grad statt. Letzteres wird herausgepresst und die thalwärts gelegenen, abwärts drückenden Eismassen rücken um den Betrag dieser Volumenverminderung nach, die Gletschermasse bewegt sich nach und nach abwärts. Das ausgequetschte Wasser drängt sich zwischen den Zermalmungsstaub des Eises, den es durch Regelation wieder verfestigt, oder es treibt einen Teil der im Gletschereise so häufigen Luftblasen aus, nimmt deren Stelle ein und gefriert hier wieder. Durch letzteren Process entsteht die rechtwinkelig auf der Druckrichtung stehende Bänderung des Gletschereises, also die Wechsellagerung von luftblasenfreiem, blauem, und luftblasenreichem, weißem Eise (siehe oben und sub: Falsche Schieferung).

§ 4. **Untere Grenze der Gletscher.** Die Bewegung der Gletscher ist nicht so aufzufassen, als ob unbedingt ein thalabwärts gerichtetes Vorrücken des unteren Gletscherendes mit derselben verknüpft wäre. Ein solches tritt vielmehr nur dann ein, wenn der Einfluss der herrschenden Temperatur ein stetes Fortschreiten des Gletschers nach dem Tieflande zu gestattet, also nur in polaren Gegenden, während in der gemäßigten und heißen Zone ihrer Ausdehnung nach unten durch die wärmere Temperatur eine Grenze gesetzt wird. Dieses Niveau, die Schmelzlinie (nicht zu verwechseln mit der Schneelinie), kann der Gletscher nicht überschreiten, indem sein Ende in demselben Verhältnisse abgeschmolzen wird, in welchem Gletschermasse zuströmt. Die Gletschergrenze liegt demnach in dem Niveau, wo beide Factoren einander das Gleichgewicht halten, so dass die Schmelzlinie der Gletscher oft über 1000 m unterhalb der Schneelinie zu suchen ist. So dringen die großen Gletscher der Alpen im Mittel bis etwa 1500 m unter die Schneeregion hinab. Ganz stationär ist die Schmelzlinie nicht, ist vielmehr je nach der Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse in den aufeinander folgenden Jahren Schwankungen unterworfen. Treten kühle, feuchte Jahre ein, während deren wenig Eis abschmilzt, so rückt der Gletscher weiter ins Thal hinab, — ist in warmen Sommern das Abschmelzen überwiegend, so ziehen sich die Gletscher scheinbar zurück, und es werden Teile des Thales entblößt, welche früher von Eis bedeckt waren. Weit großartiger und auffallender sind jedoch die Schwankungen des Gletscherstandes innerhalb größerer Perioden. So sind die Gletscher der Alpen seit Jahrzehnten im Rückgange begriffen, infolge dessen viele einen Verlust von

über 600 — 1000 m an ihrer Länge erlitten haben, und dem auch das im Jahre 1880 begonnene Vorrücken namentlich der Gletscher der Westalpen bereits wieder Platz gemacht hat. E. Brückner hat gezeigt, dass die klimatischen Veränderungen, deren Ausdruck die Oscillationen der Gletscher sind, sich seit dem Jahre 1700 in ungefähr 35 jährigen Perioden ablösen *).

Die Meereshöhe der Schmelzlinie der Gletscher wird vorzugsweise durch die Temperaturdifferenzen der verschiedenen Jahreszeiten bestimmt. Sie liegt demnach in Regionen, wo zwar sehr kalte Winter, aber heiße Sommer herrschen, höher als an Orten mit kühleren Sommern, — sie nähert sich mit anderen Worten mit dem Fortschreiten nach den Polen hin immer mehr dem Niveau der See. Fernere bestimmende Ursachen der Höhe der Schmelzlinie sind in der Reichlichkeit der atmosphärischen Niederschläge innerhalb der einzelnen Gletscherregionen und deshalb auch in der Richtung der dort herrschenden Winde zu suchen. Streichen letztere, ehe sie zu den Gletschern gelangen, über weite Wasserflächen und beladen sich auf ihrem Wege mit Feuchtigkeit, so bewirken sie durch Bildung von reichlichem Firn ein Herabrücken der Schmelzlinie. Es reichen aus diesem Grunde am Südabhange des Himalaya die Gletscher tiefer hinab, als auf der Nordseite, welche nur von den trockenen Landwinden Centralasiens bestrichen wird. Endlich ist auch noch die Größe der Gletschermassen ein Factor, welcher die Meereshöhe, bis zu der die Gletscher hinabsteigen, bedingt.

Die Schmelzlinie der Gletscher des tropischen Amerikas liegt im allgemeinen in einer Meereshöhe von 4000 — 5000 m, am Himalaya reicht sie bis 3400, in Kaschmir bis zu 2900 m hinab, in den Alpen ist sie, wenn man von einigen Ausnahmefällen absieht (so zog sich der Untergrindelwaldgletscher noch i. J. 1870 bis zu einer Meereshöhe von 1000 m hinab), in 1500 — 2000 m Höhe zu suchen, in Norwegen besitzt sie zwischen 60 und 64 Grad nördl. Breite 200 — 600 m Meereshöhe, in Novaja Zemlja, Lappland, Island, Grönland, Alaska und in dem südlichsten Teile von Südamerika schieben sich die Gletscher in die See hinein, so bereits an der Küste von Patagonien unter $46\frac{1}{2}$ Grad südl. Br.

§ 5. Verbreitung der Gletscher. Gletscherbildungen sind gebunden an Nährgebiete innerhalb der Schneeregion, wo zugleich die Bedingungen für eine Bewegung auf geneigtem Untergrunde durch Bodenerhebungen gegeben sind. Diesen Erfordernissen entsprechen die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zonen, die Gebirge und Hochplateaus der kälteren Landstriche, sowie die Continente der Polargegenden. Sie sind es, welche die Verbreitungsgebiete der Gletscher umfassen. In Asien tragen der Kaukasus, Mustagh, Kuenlün, Thianschan, Jünling, Karokorum und Himalaya, in Afrika

* E. Brückner. Klimaschwankungen seit 1700. Wien 1890.

der Kilimandscharo, in Südamerika nur die höchsten Spitzen, sowie das südliche Ende der Andes, und die Küsteninseln jenseits des 46. Breitengrades, in Nordamerika Alaska, die Sierra Nevada und das Cascadengebirge, in Neuseeland die Alpen der Südinsel wahre Gletscher. Im südlichen Europa gilt dies von den Alpen und Pyrenäen, während im Norden die zwischen 60 und 70 Grad nördl. Breite gelegenen Gegenden Norwegens von den weit ausgedehnten Firnfeldern ihrer Gebirgsplateaus zahlreiche Gletscherströme in ihre Thäler und Schluchten senden (so der Justedalsbrae 24 Gletscher I. Ord.). Die Gletscher der Alpen, deren Zahl gegen 2000 beträgt, nehmen allein einen Flächenraum von 3300 qkm ein, einige derselben erreichen bei einer Mächtigkeit von 270 m eine Länge von 40, der Groß-Aletsch-Gletscher sogar eine solche von 46 km. In der Schweiz erzeugen namentlich die Gebirgsstöcke des Montblanc, des Monte Rosa und der Bernina, ferner die Berner Alpen mit der Jungfrau und dem Finsteraarhorn die größten alpinen Gletscher, zu denen das Mer de Glace, der Gorner Gletscher, der Aletschgletscher, Grindelwaldgletscher, Rhône-gletscher u. a. zählen. In den österreichischen Alpen gehören die ausgedehntesten Gletschergebiete der Ötztaler- und Stubay-Gruppe, ferner der Gruppe des Venediger und Groß-Glockner an. Die Gletscher der Pyrenäen sind im Verhältnis zu denen der Alpen nur von untergeordneter Bedeutung. Sie sind auf die Nordabhänge der höchsten Teile des Gebirges namentlich zwischen den Thälern der Garonne und dem Val d'Ossone beschränkt. Island, Spitzbergen und die arktischen Inseln Nordamerikas besitzen große Gletscher, während das ganze Innere von Grönland in einer Ausdehnung von 30 000 Quadratmeilen von einer mächtigen Eisdecke, dem Inlandeise überlagert ist, welches sich von dem eisfreien Küstensaume aus nach dem Inneren zu erst steiler, dann flacher bis zu mehr als 2700 m Meereshöhe emporwölbt, an seinem Rande von Felsinseln (Nunataker) durchragt wird und von hier aus in zahlreichen Gletscherströmen durch die Fjords ins Meer abfließt *).

Früher und zwar in der Eisperiode, welche der Jetztzeit vorausging, besaßen die Gletscher eine viel größere Bedeutung. Aus den Hauptthälern der Alpen traten mächtige Eisströme in die Ebene; die einen füllten das weite Thal zwischen Jura und dem erstgenannten Gebirge vollständig, also bis zu 1350 m Höhe aus, andere drangen über den Bodensee bis weit nach Bayern und Schwaben vor. Von den Südabhängen der Alpen stiegen Eismassen bis in die Po-Niederung hinab. Großbritannien und Skandinavien nebst einem großen Teile des nordeuropäischen Flachlandes ähnelten in der Eiszeit in Bezug auf ihre Gletscherbedeckung dem heutigen Grönland (siehe: Historische Geologie, Diluvialperiode).

*) A. E. v. Nordenskjöld. Grönland. Leipzig 1886. — E. v. Drygalski. Zeitsch. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892. — T. C. Chamberlin. Bull. geol. Soc. of America 1895. VI. S. 499; Journ. of Geol. Chicago. II u. III. 1894 u. 1895.

§ 6. Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen.
Der Vorschub, welchen das Eis der Aufgabe des Wassers leistet, indem es



Seitenmoränen.

Fig. 83. Ideale Gletscherlandschaft. Nach F. Simony.

Mittelmoränen.
Gletschertisch.

Gletscherthor.

Seitenmoräne.

Hand in Hand mit ihm die Gebirge abzutragen beflissen ist, offenbart sich am augenfälligsten in dem Transporte der Gesteinsmassen auf dem Rücken der Gletscher. Von den Felspartien, zwischen welchen sich diese hindurchdrängen, stürzen zum Teil infolge der Gesteinszerspaltung durch den Frost, zum Teil infolge der zerstörenden Gewalt der Lawinen größere oder kleinere Trümmer auf die Gletscheroberfläche, wo sie sich zu vereinzelt Haufwerken ansammeln würden, wenn der Gletscher stillstände, — dadurch aber, dass er unter dem Ursprungsorte der Gesteinsbruchstücke langsam vorbei fließt, ordnen sich diese in lange, der Bewegung und den Rändern des Gletschers parallele Reihen oder Wälle, es entstehen die Seiten-

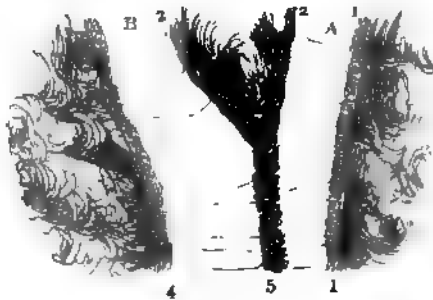


Fig. 84. 1 und 2 Seitenmoränen des Gletschers A. 3 und 4 Seitenmoränen des Gletschers B. 5 Mittelmoräne, entstanden durch Vereinigung der Gletscher A und B und der Seitenmoränen 2 und 3.

moränen (Fig. 83 und 84). Mit solchen Gesteinsmassen beladen, setzt der Gletscher seine thalabwärts gerichtete Wanderung fort. Vereinigen sich auf ihrem Wege zwei Eisströme zu einem Hauptgletscher, so treten zugleich diejenigen ihrer Seitenmoränen, welche auf den mit einander beim Contacte verschmelzenden Rändern der beiden Gletscher lagern, zusammen und bilden dann auf dem Mittelrücken des neu entstandenen Hauptgletschers eine wall- oder streifenartige Mittelmoräne. Je mehr Zuflüsse ein Gletscherstrom aufzuweisen hat, desto zahlreicher sind deshalb seine Mittelmoränen. An seiner Grenzlinie angelangt, schmilzt das Eis des Gletschers, seine Belastung stürzt auf die Thalsohle und häuft sich hier im Laufe der Zeit zu einem oft mehrere Hundert Fuß hohen Wall, der End- oder Stirnmoräne auf. Bei gleichmäßigem Rückzuge des Gletschers besteht die Endmoräne aus einem Schuttfelde, das aus lauter kleinen, regellos zerstreuten Haufen von Moränenmaterial zusammengesetzt wird.

Die Seiten- und Mittelmoränen ragen oft 10, 20, ja bis 50 m über die angrenzende Gletscherfläche hervor, bestehen aber nicht in dieser ihrer ganzen Mächtigkeit aus Gesteinsschutt. Dieser bildet vielmehr nur eine verhältnismäßig dünne Decke (Fig. 85), welche das unterliegende Eis gegen die



Fig. 85. Profil einer Mittelmoräne.



Fig. 86. Gletschertisch.

Sonnenwärme schützt, während die freiliegenden Teile des Gletschers durch Abschmelzen fortwährend erniedrigt werden. Eine ganz ähnliche schützende Wirkung äußern isolierte Felsblöcke auf das darunter befindliche Eis, so dass solche Blöcke nicht selten auf einer Eissäule ruhen und einen Gletschertisch (Fig. 86) bilden.

Die Gesteinsbruchstücke, welche die Seiten- und Mittelmoränen zusammensetzen, also auf der Gletscheroberfläche fortbewegt wurden, haben sich ziemlich scharfe Kanten und Ecken erhalten, da sie auf ihrem Wege mit festen Gesteinsmassen nicht in Contact kamen. Um so größere Gestaltsveränderungen erleiden diejenigen Trümmer, welche zwischen dem Gletscher und seinen Uferwänden, namentlich aber unter demselben, auf dem Gletscherboden fortgeschoben werden. Sie werden unter dem Drucke der ungeheuren Eismasse, welche auf ihnen lastend sich fortbewegt, teils zu feinstem Mehl und scharfem Sand zerrieben, teils abgerundet, angeschliffen, geglättet und an ihrer Oberfläche mit Schrammen und feinen Streifen versehen (geschliffene, geschrammte, gekritzte Geschiebe, Scheuersteine, Fig. 87). Diese Producte der Zermalmung und Reibung bilden eine mit dem Eise verwachsene lehmig-grusige Schlammsschicht an der Basis des

Eisstromes, in welcher die kleineren und größeren Geschiebe eingebettet sind. Es ist die Grundmoräne. Ihr Material wird an der unteren Grenze des Gletschers von diesem ausgestoßen und häuft sich hier in Gemeinschaft mit dem Mittel- und Seitenmoränenmaterial zu den Endmoränen an. Diese bestehen somit aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken und abgerundeten, gestreiften Geschieben und Blöcken, sowie aus erdigem oder grusigem Schutt, und sind Ansammlungen aller der Gesteinsarten, welche innerhalb

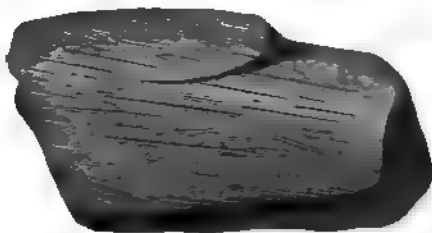


Fig. 97. Geschliffenes und geschrammtes Geschiebe.

des Bereiches der Gletscher anstehen. Die von den subglacialen Gletscherbächen ergriffenen kleineren Geschiebe und Sande der Grundmoräne werden am Außenrande der Endmoräne oder des Gletschers zu einem sich nach außen flach abdachenden Schotterkegel (Sandr) aufgehäuft. Der feinste Schlamm der von den Schmelzwässern verarbeiteten Grundmoräne wird von diesen als Gletschertrübe weggeführt. Ihre Quantität ist so bedeutend, dass z. B. dem Aar-Gletscher, welcher im Monat August etwa 2 Millionen cbm Wasser pro Tag zu liefern pflegt, in derselben Zeit 284374 kg, dem Justedal-Gletscher in Norwegen an einem Julitage über 1 Million kg Schlamm entführt werden.

Viele der Gletscherströme Grönlands zeigen sich an ihrer Basis bis zu einer Höhe von 20 bis 30 m wirt gespickt mit Gesteinsfragmenten, meist aber scharf geschichtet durch den Wechsel vollkommen reiner Eislagen und solcher, welche von Blöcken, Schutt, Grand und Schlamm erfüllt sind. Einzelne dieser eisigen Schuttlagen besitzen eine Mächtigkeit von 4 bis 5 m; die in ihnen enthaltenen Blöcke sind z. T. angeschliffen, geschrammt und gekritz und häufen sich mit dem feinen Detritus beim Abschmelzen des Eises an dessen Fuß zu einem groben Blocklehm an. *)

Die schleifende Wirkung der Gletscher macht sich nicht nur an dem Materiale der Grundmoräne, sondern namentlich auch auf dem Untergrunde des Gletschers bemerkbar. Große Flächen des Felsenbettes, in welchem der Gletscher dahingleitet, werden glatt geschauert und vollständig

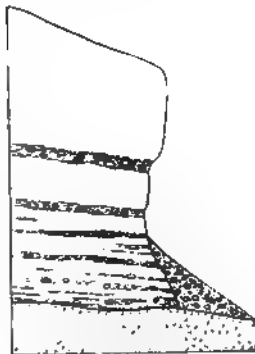


Fig. 98. Verticales Fußende des Bryant-Gletschers in Grönland, an seiner Basis mit Lagen und Bänken von Schutt und Blöcken. Nach Chamberlin.

*) T. C. Chamberlin. Journ. of Geology II. 1894 u. III. 1895.

poliert (Schliffflächen, Gletscherschliffe). Raube zackige Erhöhungen des Gletscherbodens werden, wenigstens auf der dem Gletscherstrome entgegenstehenden Seite, abgerundet, geglättet und so zu Rundhöckern umgestaltet (Fig. 89). Die für die Fjorde Skandinaviens und Grönlands so



Fig. 88. Rundhöcker im Thale des Roche-Montana-Baches in Colorado. Nach Hayden.

charakteristischen Schären, von denen man ein Bild erhält, wenn man sich ein mit dem spitzen Ende nach dem Inlande gewendetes und an seinem stumpfen Ende aufgestoßenes Ei etwas mehr als zur Hälfte ins Wasser gesenkt denkt, — also diese Schären sind dergleichen von dem alten Gletscherboden emporragende Rundhöcker. In die Oberfläche der ebenen Schliffflächen und der Rundhöcker hat der Gletscher die Richtung seiner Bewegung



Fig. 89. Rundhöcker mit parallelen Ritzlinien und Schrammen

vermittelt besonders harter, an seinem Boden eingefrorener Gesteinsfragmente in Gestalt zahlloser feiner, geradliniger, mehr oder minder paralleler

Ritzen und Schrammen (Fig. 90) oder selbst fußtiefer Rinnen eingegraben.

An manchen im Vordringen begriffenen Gletschern ist beobachtet worden, dass ihr Fuß den vorliegenden lockeren Untergrund, also den Wiesen- und Waldboden, Kiese und Sande wie eine Pflugschar aufwühlt und mit unwiderstehlicher Gewalt vor sich herschiebt (Fig. 91) oder Anhäufungen von Moränenschutt ausbreitet und einebnet, ja die Enden fester Gesteinsschichten umknickt und abbricht. *) Auf ähnliche Wirkungen des Glacialschubes, also Schichtenstörungen im Untergrunde der Grundmoräne, werden wir specieller bei Besprechung der Glacialphänomene der Eiszeit zurückkommen.



Fig. 91. Zusammenstauung der Rasendecke (B) und Einpressung des Moränenschuttes B unter diese durch den vorrückenden Buerbrä (G) in Norwegen.
Nach H. Cred.

Die geologischen Erscheinungen, welche aus der Bewegung der Gletscher hervorgehen, sind nach alledem so charakteristisch, dass die Ausdehnung und Mächtigkeit ehemaliger, seit langer Zeit verschwundener Gletscher, der Weg, den sie genommen, aus den unverkennbaren Spuren, die sie zurückgelassen, genau festgestellt werden können. Man setze den Fall, dass sich die mittlere Temperatur einer gletscherreichen Gegend erhöhe und zu gleicher Zeit die Menge der den Firn liefernden Niederschläge sich verringere, so würden diese Veränderungen zur Folge haben, dass einerseits die Schmelzlinie höher hinaufrückt, anderseits der Zufluss von Gletschermaterial wegen eintretenden Mangels an Firneis aufhört, — die Summe dieser beiden Resultate wird das vollständige Verschwinden des Gletschers sein. Das jetzt bloßgelegte Thal wird sich als altes Gletscherbett kenntlich machen durch Schliffflächen und Rundhöcker an den Thalwänden in der ganzen Höhe der einstigen Gletschermächtigkeit, durch Grundmoränen, zerstreute erratische Blöcke, von den Schmelzwässern umgearbeiteten und geschichteten Glacialschutt sowie durch Schliffflächen auf der Thalsohle in der ganzen Ausdehnung, durch End- und Seitenmoränen an den Grenzen und Rändern des einstigen Gletschers, und endlich wird die Gesteinsbeschaffenheit des Moränenmaterials Auskunft über die Herkunft und den Weg des verschwundenen Gletscherstromes geben. Auf der Beobachtung dieser Merkmale beruht unsere genaue Kenntnis der im vorigen Paragraphen erwähnten ausgedehnten Gletscher der Vorzeit.

*) H. Credner Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 75.

§ 7. **Erosion durch Gletscher.** Über die Erosionsfähigkeit der Gletscher, d. h. über ihre Fähigkeit, thal-, becken- und wannenförmige Vertiefungen aus dem festen Untergrunde auszupflügen (Exaration), sind die Ansichten geteilt. Nach de Mortillet, Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland, Penck, Böhm*) u. A. sind zahlreiche Seen und Felswannen innerhalb älterer Gletschergebiete das Werk der erodierenden Thätigkeit der Gletscher, welchen letzteren namentlich Tyndall sogar die Auspflügung der Alpenthäler zuschrieb. Auch für die Fjorde Norwegens, Schottlands, Grönlands, Islands, welche z. T. in größere Tiefe hinabreichen, als das davorliegende Meer, wird ein glacialer Ursprung in Anspruch genommen. Die Erosionsfähigkeit der Gletscher beruhe auf der gleitenden und fließenden Bewegung derselben, auf dem Druck, den dabei die oft gewaltige Eissäule auf ihren durch subglaciale Verwitterung gelockerten Untergrund ausübt, und endlich auf der schleifenden und ausfeilenden Einwirkung der unter der ganzen Last des Gletschers über den Untergrund fortgeschobenen Grundmoräne, deren Blöcke, Gesteinsfragmente und Mineralkörner als Schleifmittel dienen.

Andere Geologen, so Murchison, Kjerulf, v. Mojsisovics, Rüttemeyer, Baltzer und Heim bestreiten die Erosionsfähigkeit der Gletscher, schreiben vielmehr denselben einen conservierenden Einfluss auf ihren Untergrund zu.

Sieht man von der Erörterung der von beiden Seiten beigebrachten theoretischen Gründe ab, so sind vorzüglich folgende Beobachtungen zu Gunsten der Gletschererosion geltend gemacht worden: 1. Gletscherschliffe und Rundhöcker, welche durch Abnutzung und Abschleifung des Felsuntergrundes erzeugt werden; 2. die Zertrümmerung des Untergrundes, die Aufnahme der losgelösten Gesteinsfragmente in die Grundmoräne, welche dann local von ihnen strotzt und eine vom Untergrunde abhängige Zusammensetzung und Farbe erhält (Localfacies der Grundmoräne, Großsteinsgrus), und die continuierliche Ergänzung und Fortführung dieser Fragmente; 3. die Injection von Grundmoräne in den zerklüfteten Untergrund und Lockerung desselben, wodurch dessen Zertrümmerung und Fortführung vorbereitet wird; 4. die Existenz von Grundmoränen in Gegenden, wo Oberflächenmoränen fehlen, das Material der ersteren also dem Untergrunde entnommen ist; 5. die Massenhaftigkeit des Grundmoränenmaterials, sowie des als Trübe der Gletscherbäche entführten feinsten Schleispulvers, welche auf eine entsprechend große Abtragung in den von den Gletschern durchflossenen Regionen hinweist. Fälle, wo ein Gletscherende über lockeren

*) Vergl. A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 368—432. — A. Böhm. Die alten Gletscher der Enns u. Steyr. Wien 1885. S. 115—182. Beide mit vollständigen Litteraturangaben.

Untergrund schreitet, ohne diesen aufzupflügen oder zu erodieren, können nicht als Beweise gegen die Erosionsfähigkeit der Gletscher dienen, da deren Hauptwirkung nicht an ihrem Ende liegt, wo sich im Gegenteile ihre Bewegung verlangsamt, das Eis nur eine geringere Dicke besitzt und durch weite Kanäle und Gewölbe vom Boden getrennt ist.

Ganz anders deutet Heim die obigen Schlüssen zu Grunde liegenden Beobachtungen. Nach ihm sind es nur besonders stark sich in den Weg stellende lockere Schuttmassen, welche von Gletschern fortgeschoben werden können, dafür, dass das anstehende Felsgestein vom Gletscher losgerissen werden könnte, fehle jeder Beweis, — die Grundmoräne könne sich, abgesehen von der Zuführung oberflächlichen Materiales (von den Obermoränen), nur durch Aufnahme bereits vorhandenen alten Schuttes und Gruses auf der zum Gletscherbett werdenden Gesteinsfläche bilden und ergänzen; — die Rundhöcker als Reste der ursprünglichen Unebenheiten des Gletscherbodens beweisen, dass der Gletscher nicht einmal im stande war, diese relativ sehr kleinen Erhöhungen wegzuscheuern, viel weniger ein Thal oder ein Seebecken einzuschleifen; — die Gletscherarbeit ist ein der Thalbildung ganz untergeordnetes Detailwerk, sie repräsentiert einen relativen Stillstand in derselben und ist auf eine Glattschleifung und Ebenung des Gletscherbettes, nicht auf dessen Vertiefung gerichtet.

§ 8. **Eisberge.** In polaren Gegenden ist die Sommerwärme eine so geringe und äußern die Sonnenstrahlen so wenig Einfluss auf die Masse der Inlandeis-Gletscher, dass diese nicht nur bis zur Meeresküste hinabsteigen, wo ihre Enden abbrechen und in die See stürzen, sondern sich sogar innerhalb der Fjords noch weit in diese hinausschieben, falls sich das Ufer nicht allzusteil in die Tiefe senkt. Der Gletscherstrom rückt auf dem Grunde der Fjords bis zu demjenigen Punkte vor, wo die Tiefe des Meeres sein Schwimmen verlangt (v. Drygalski). An dieser Stelle bricht der Auftrieb des Wassers das jeweilige Gletscherende oft mit tumultuarischer Gewalt los (der Gletscher »kalbt«). Die abgetrennten Gletscherbruchstücke sind die Eisberge (Fig. 92). Dieselben ragen zuweilen 70, ja bis 100 m

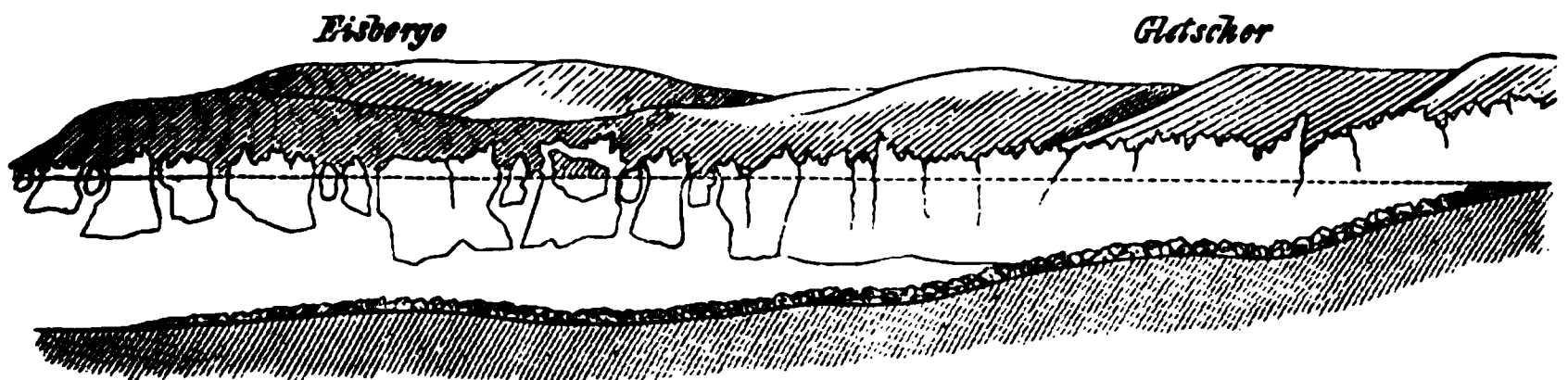


Fig. 92. Ein grönländischer Gletscher, der sich in einem Fjorde ins Meer vorschiebt und dann im Beginne des Schwimmens kalbt. Nach *Helland*.

hoch über den Wasserspiegel empor; des geringen specifischen Gewichtes des Eises wegen beträgt jedoch diese Zahl nur $\frac{1}{9}$ der Gesamthöhe der Eis-

berge. Durch das Abschmelzen ihres in das Meer getauchten größeren Teiles durch das Wasser verändern die Eisberge häufig ihre Gleichgewichtslage und wälzen sich unter enormem Getöse herum, bis sie eine neue Ruhelage erreicht haben. Polare Strömungen treiben sie weit in den offenen Ocean hinaus, so dass sie noch auf dem 36. und 37. Grade nördlicher Breite angetroffen werden. Die schwimmenden Eisberge des atlantischen Meeres stranden sehr gewöhnlich auf der Neufundland Bank, wo sie unter dem Einflusse des Golfstromes und der Luftwärme schmelzen. Auf der südlichen Halbkugel treiben sie bis durchschnittlich zum 40. Grade und erreichen noch beträchtlichere Größe als im nordatlantischen Oceane. Zuweilen, nur im südlichen Eismeere häufiger, sind Eisberge beobachtet worden, welche einzelne Gesteinsblöcke oder selbst massenhafte Anhäufungen von Gesteinschutt trugen, die naturgemäß beim Schmelzen der Eisberge auf den Meeresgrund sinken.

Die geologischen Wirkungen der Winde.

(Äolische Thätigkeit).

Die großen Temperaturgegensätze auf dem Grunde des Luftmeeres stören das Gleichgewicht der Luftschichten und geben Veranlassung zur Entstehung der Winde. Diese spielen, ganz abgesehen von ihrer Beeinflussung der meteorologischen und klimatischen Verhältnisse der Erde, eine außerordentlich wichtige Rolle als geologisches Agens und zwar namentlich als Transportmittel sand- und staubartiger Gesteinsfragmente.*)

§ 4. **Äolischer Transport von vulkanischen Aschen.** Als Transportmittel bewähren sich die Winde am augenfälligsten für die losen Auswürflinge der Vulkane. Wir sehen, dass vulkanische Aschen und Sande von den Winden als dunkle verheerende Wolken viele Meilen weit getragen werden und dann als dichte Aschenregen niederfallen, so dass Tuffablagerungen an Orten entstehen, wo gar keine vulkanischen Ausbruchsstätten existierten. Hierbei findet durch die Luftströmungen ein förmlicher Aufbereitungsprocess, also eine Trennung des gröberen von dem feineren Materiale statt, indem die größeren Blöcke in die directe Nähe der Vulkanberge niederfallen, Lapilli und Sande hingegen um so weiter getrieben werden, je feiner sie sind. So wurde während des Ausbruches des Vesuvs

*) F. C. Cerny. Wirkung d. Winde auf d. Gestaltung d. Erde. Peterm. geogr. Mitt. Ergheft. Nr. 48. 1876. — F. v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 430. — J. Walther. Denudation in der Wüste u. s. w. Abh. d. k. s. Ges. d. Wiss. B. XVI. 3. Leipzig 1891. — A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. I. S. 247.

79 n. Chr. die Asche nach Syrien und Ägypten und später mehrfach, so im Jahre 542, nach Constantinopel und Tripolis, 1755 nach Calabrien, 1850 bis in die Centralalpen getragen. Die Aschen des Hekla fielen 1845 auf den Orkney-Inseln, diejenigen des Askia auf Island wurden 1875 von den Winden bis nach Norwegen, ja bis nach Stockholm, also über 250 Meilen weit getrieben. Einer Eruption des Morne Garu auf St. Vincent entstammende Aschenregen fielen 1842, den Tag vollkommen verdunkelnd, auf dem 20 Meilen entfernten Barbados. Bimssteinstücke, Lapilli und Aschen, welche der Coseguina am 20. Januar 1835 ausgeworfen hatte, bedeckten nach Westen zu auf 20 Längengrade die Meeresoberfläche, wurden aber auch von den Winden nach Honduras, Cartagena und Jamaica, also 1500 km weit fortgetragen. Ähnliches gilt von den Aschen des Tambora (östlich von Java), welche 1845 noch in 1400 km nördlicher Entfernung auf Borneo fielen. Die 1883 vom Krakatau ausgeworfenen Aschen verbreiteten sich über eine Fläche von fast 800 000 qkm, — ja Lokyer u. A. suchten die farbenprächtigen Dämmerungserscheinungen, welche sich im Herbst jenes Jahres auf fast dem ganzen Erdenrund zeigten, auf in den höchsten Teilen der Atmosphäre treibende feinste Krakatau-Asche zurückzuführen.

§ 2. Flugsand. Dünen*). An fast allen flachen Küsten wird das Meer von Sandablagerungen umsäumt, die während der Ebbe bloß gelegt werden. Sobald diese Sande zu trocknen anfangen, werden die Körner ein Spiel der kräftig über die Meeresfläche wehenden Winde und in der Richtung derselben vorwärts getrieben, beginnen zu hüpfen, machen immer größere Sprünge und beschleunigen ihre Geschwindigkeit. Je feiner die Körner, desto weiter fliegen sie landeinwärts und finden erst dann Ruhe, wenn sie auf feuchtem Boden oder an einem ihre Flugbahn überragenden Hemmnis angelangt sind, oder wenn die Macht des Windes sich so abschwächt, dass das eigene Gewicht der Körner genügt, um dem Luftdrucke zu widerstehen. Da nun die horizontal wehenden Seewinde die flache Küste unter stumpfem Winkel treffen und von dieser unter dem gleichen Winkel reflectiert werden, so entsteht zwischen diesen reflectierten Windstößen und der schwach ansteigenden Küstenfläche, also in einiger Entfernung vom Strande ein windstiller Raum, in welchen die in Bewegung gesetzten Sandkörner hineinfallen und sich zu anfänglich flachen, allmählich an Höhe zunehmenden Sandrücken anhäufen; es sind die Dünen und zwar die Stranddünen. Ihre dem Meere zugewandte Böschung ist, weil direct von den Winden hervorgebracht, die flachere, — die entgegengesetzte entspricht dem Aufschüttungswinkel der in den Windschatten fallenden Sandkörner und ist deshalb steiler, nämlich 30 bis 35° geneigt. Der Wechsel in der Stärke der Seewinde bewirkt, dass der Flugsand bis zu verschiedener

*) N. A. Sokolow. Die Dünen. Deutsch von A. Arzruni. Berlin 1894.

Entfernung vom Strande getrieben wird, wodurch mehrere Dünenreihen hinter einander zur Ausbildung gelangen können. Hat die flache Küste eine größere Erstreckung, so wird ein ununterbrochener Dünenwall entstehen, welcher ersterer parallel, zur Windrichtung aber senkrecht verläuft. In Europa erzeugen namentlich die Küsten von Preußen, Pommern, Schleswig-Holstein, Jütland, Ostfriesland, Holland, Südfrankreich und Norfolk Dünen, welche z. B. auf der kurischen Nehrung 30—70, in Norfolk 20, in Südfrankreich 75—90 m Höhe erreichen.

Da die Winde fortwährend den Sand von der Seeseite der Dünen abtragen, über den Dünenkamm hinwegblasen und landeinwärts forttreiben, so rücken letztere überall dort, wo man sie nicht künstlich (z. B. durch Bepflanzung) befestigt, fortwährend weiter in das Land, — sie wandern. Dabei überschütten sie Gebäude und ganze Ortschaften, welche beim Weiterwandern der Dünen auf deren anderer Seite wieder zum Vorschein kommen. So sind z. B. die Dünen von Suffolk im Verlauf von 400 Jahren bereits 4 engl. Meilen landeinwärts vorgedrungen, — diejenigen der kurischen Nehrung bewegen sich nach dem Haff und zwar etwa 6 m im Jahre und sind local schon in das Haff vorgerückt, dessen nördlichen Teil sie auszufüllen drohen*). Ebenso werden sie die zwischenliegenden Dörfer begraben, ein Schicksal, dem bereits früher einzelne Ortschaften verfallen] sind, so das Dorf Kunzen, welches jetzt bereits wieder hinter den Dünen aus diesen hervortaucht (Fig. 93). Ähnliches gilt von den Küsten Pommerns, Sylts, Südfrankreichs und Norfolk.



Fig. 93. Wandern der Düne auf der kurischen Nehrung. Nach Berendt.
K. = Kirche von Kunzen; H. = Kurisches Haff.

Wie die Stranddünen, so sind auch die Inlanddünen ausgedehnter Sandflächen z. B. des norddeutschen Tieflandes bis zur Dresdner Haide und zur Lausitz, sowie im Rheinthale auf äolischem Wege entstanden. Namentlich aber vollzieht sich dieser Vorgang in jenen großen Gebieten der Wüsten (Sahara, Nefud, Thurr, Gobi), welche von den durch Wind ge-

*) G. Berendt. Geologie des kurischen Haffes u. s. Umgebung. Königsberg 1869.

saigerten Verwitterungs- und Insolationsproducten des felsigen Wüstenbodens, nämlich lichten Quarzsanden bedeckt sind, die dann zu hohen, bald linearen, bald bogenförmigen Dünenzügen zusammengeweht werden. In gewissen Wüstenteilen wandern diese Dünen bei jedem Sandsturme vorwärts, während anderorts ihre Lage und Form unverändert geblieben ist. Wirbelwinde vermögen den lockeren Sand hoch emporzuheben und auf weite Strecken davonzutragen *). Solche Sandstürme können die Wüsten überschreiten und sich über früher cultivierte Gegenden ausbreiten, welche sie mit Flugsand überschütten und veröden (Mesopotamien, Seistan, Landstriche des Nilthales und Timbuktu). Flugsande aus der Wüste Turans verflachen den südöstlichen Teil des kaspischen Meeres, solche aus der Sahara die Westküste Afrikas; der Amurdarja, welcher sich früher in das kaspische Meer ergoss, ist durch Sandwehen nach dem Aralsee abgelenkt worden.

§ 3. **Staubfälle. Lößbildung**).** Der durch Verwitterung und Corrosion entstehende feinste Staub wird von den Winden emporgehoben und vermag sich lange Zeit in der Luft schwebend und diese trübend zu erhalten. Besonders die Winde, welche Gebiete lebhafter Deflation (s. unten) bestreichen, sind Träger großer Staubmassen, die sich oft erst in großer Entfernung als Staubfälle zur Erde niederlassen. Fällt dieser Staub auf Flächen, welche von Vegetation bedeckt sind, so wird er von letzterer festgehalten und häuft sich hier, falls der Boden eben oder nur sehr schwach geneigt ist, allmählich an, so dass dieser nach und nach emporwächst und sich im Laufe der Zeiten um Hunderte von Fuß erhöhen kann. Am erfolgreichsten vollzieht sich dieser Vorgang der Lößbildung in den regenarmen Centralregionen der Continente, also im Great Basin Nordamerikas, in Persien, in Centralasien vom Pamir bis zum Khyngan und vom Himalaya bis zum Altai. Der kaum merklich emporwachsende mehligte Boden enthält die röhrenförmigen Abdrücke der Wurzeln aller durch ihn erstickten, aber auf der neuen Lößoberfläche immer wieder hervorsprossenden Generationen der Steppengräser, er umschließt die Gehäuse zahlloser Landschnecken und die Knochen der die Steppe bewohnenden Säugetiere und Vögel. Die Salze, welche bei der Verwitterung der Gebirgsgesteine resultieren (namentlich Carbonate von Kalk, Kali und Natron), werden teils gemeinsam mit dem Staube von den Winden fortgetragen und wieder abgesetzt, teils von den periodisch fallenden Wassern die Bergabhänge hinab- und den Steppenseen zugeführt und bewirken den Salzgehalt der letzteren,

*) K. A. Zittel. Beitr. z. Geol. und Paläont. d. Lybischen Wüste. I. Cap. 1883. — J. Walther. l. c.

**) F. v. Richthofen. China. Bd. I. Berlin 1877. S. 56—125. — Ferner Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1878. S. 289. — Geolog. Magaz. 1882. S. 293.

sowie des Steppenbodens, den die Salze mit ihren Ausblühungen bedecken (F. von Richthofen).

So werden denn unter dem Einflusse der Trockenheit des Klimas tiefe Thäler und weite Bodeneinsenkungen abflussloser Gebiete im Laufe der Zeit allmählich von Ablagerungen des vom Winde herbeigeführten Staubes ausgefüllt. Nur an ihren Rändern, an den Abhängen der Gebirge schalten sich zwischen dieselben Einlagerungen von durch Gebirgswasser herabgeschwemmtem Schutt ein. Unter dieser Decke von äolischen Gebilden können alle Unebenheiten des Untergrundes verschwinden, selbst Hügel vollständig begraben werden, es entsteht eine flach beckenförmige Salzsteppe, die von Gebirgen umrahmt ist. Änderte sich später das bis dahin herrschende Continentalklima, welches die äolischen Ablagerungen bedingte, in ein feuchteres oceanisches Klima um, so erfolgte unter dem Einflusse der reichlicher fallenden Niederschläge die Umgestaltung der Salzsteppe in ein Lößbecken. Die Regenwasser sammelten sich zu Bächen und Strömen und schnitten tiefe und weitverzweigte Furchen- und Thalsysteme in den Steppenboden ein. Gleichzeitig fand eine Auslaugung der den letzteren imprägnierenden Salze statt, und mit alle dem ging eine vollständige Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt Hand in Hand.

Derartige Lößablagerungen äolischen Ursprungs bedecken in China, in der Mongolei, in Tibet, Persien, Nord- und Südamerika Areale, welche Tausende von Quadratmeilen umfassen und zwar in einer Mächtigkeit, welche in China mehr als 500 m erreicht (F. von Richthofen l. c.).

In ähnlicher Weise, also durch säculare Ansammlung des von der Luft herbeigetragenen und abgesetzten Staubes erklärt sich auch die Entstehung der ausgedehnten Lößablagerungen im Gebiete vieler Thäler, Niederungen und Hügel- oder Hochländer Nord- und Central-Europas (siehe Diluvium; Löß).

§ 4. **Deflation, Sandgebläse, Sandschliffe.** An allen Stellen, wo der Boden nicht durch eine Vegetationsdecke geschützt ist, üben die Winde eine denudierende Wirkung auf denselben aus, indem sie dessen durch Verwitterung oder Sonnenbestrahlung gelockerte und zerkleinerte Bestandteile hinwegführen. Diese abtragende, aushöhlende, vertiefende Thätigkeit des Windes wird als Deflation bezeichnet (Walther l. c.). Durch dieselbe werden in den Wüsten tiefe Senken ausgegraben, ebene Plateaus in isolierte Tafelberge (= Zeugen) zerschnitten, phantastische Pfeiler herausmodelliert und schließlich vielgestaltige Felslandschaften zu Wüstenebenen abradiert.

Die Gesteins- und Mineralfragmente, welche der deflatierende Wind forttreibt, schleudert er als Wurfgeschosse gegen jedes sich ihm entstellende Hemmnis oder zwingt den Sand zu einer über den Boden kriechenden Fortbewegung. Hierdurch äußert er auf die festen Gesteine eine feilende und schleifende (corrodierende) Wirkung, die sich in Wind- oder

Sandschliffen kundgiebt. Durch sie werden Felswände mit vollkommen glatten Schliffflächen versehen, falls sie aus homogenen Gesteinen bestehen, besitzen dahingegen die Gesteinsgemengteile verschiedene Härte, so werden narbige oder grubige Sculpturen erzeugt; weiche Gebilde verfallen der vollständigen Wegfeilung, während ihre härteren Bestandmassen (z. B. Feuersteine der Kreide) liegen bleiben und sich anreichern.

An vom Sandgebläse bestrichenen isolierten Geschieben und Geröllen werden ebene Flächen angeschliffen, bis sich diese in z. T. scharfen Kanten schneiden (Kantengerölle, Facettengerölle; siehe Fig. 94).

Letztgenannte Producte des Sandschliffes sind außer in Wüsten in den Diluvial- und Dünensandgebieten z. B. Norddeutschlands, Schwedens, der Ostseeprovinzen und des Rheinthaales verbreitet.

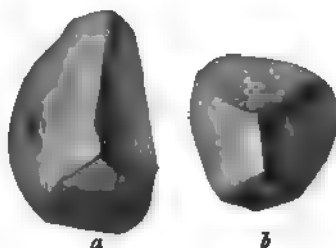


Fig. 94. Kanten- (Facetten-)gerölle aus dem norddeutschen Diluvialsande. a ein Dreikanter; b ein Fünfkanter.

Das organische Leben als geologisches Agens.

Eine vierte der Einzelwirkungen, als deren Gesamtergebnis die augenblickliche Beschaffenheit der Erdoberfläche aufgefasst werden muss, ist das organische Leben. Ähnlich wie das Wasser und meist in engem Zusammenhange mit diesem, macht es sich in beständiger, aber stiller Arbeit fast auf dem ganzen Erdenrund geltend.

§ 4. Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Thätigkeit vermittelten Vorgänge. Die Pflanze treibt ihre Wurzelenden in die feinen Gesteinsspalten, erweitert diese durch ihr Wachstum unter erstaunlicher Druckleistung mit der Gewalt eines Keiles und ist im stande, große Felsblöcke aus ihrer Stelle zu rücken und diese ähnlich wie das gefrierende Wasser von dem Rande eines Abgrundes oder eines steilen Bergabhanges in die Tiefe zu stürzen, wo die mechanische Thätigkeit des Wassers ihren Zerkleinerungs- und Fortschaffungsprocess beginnt. Die vermodernde Pflanze bereichert die atmosphärischen Gewässer und die Atmosphäre selbst mit Kohlensäure und die Sickerwasser mit Humussäuren, und befähigt sie dadurch zu der großen Arbeit der Gesteinszersetzung und -lösung. Groß ist der Einfluss, welchen die Vegetation auf die Bildung von Kalktuff- und Travertinablagerungen ausübt. Solche Pflanzen, welche im Wasser wachsen, entziehen diesem die Kohlensäure, welche an doppeltkohlensauren Kalk nur schwach gebunden ist, um sie zu Sauerstoff, welcher entweicht, und Kohlenstoff, welcher zu ihrem Aufbau dient, zu zersetzen. Die Folge

davon ist die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke, welcher Incrustate auf der Oberfläche der Pflanzen bildet. Auf diese Weise und zwar namentlich durch Vermittelung von Sumpfsmoosen und Charen entstehen viele, infolge des unbegrenzten Spitzenwachstums dieser Pflanzen zum Teil sehr mächtige Kalktufflager. Unter den sehr zahlreichen Vorkommen dieser Art möge nur an diejenigen von Cannstatt in Württemberg und bei Burgtonna in Thüringen erinnert werden (siehe Histor. Geologie, Diluvium). Ebenso sind es vorzüglich Algen (*Leptothrix*), sowie den Gattungen *Hypnum* und *Fissidens* angehörige Moose, welche, den an doppeltkohlensaurem Kalk reichen Gebirgswässern des Anio Kohlensäure entziehend und dadurch die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk bedingend, die Veranlassung zur Bildung und zum stetigen Wachstum der felsigen Travertinablagerungen der Umgebung von Tivoli am Westrande des Sabiner Gebirges geben (F. Cohn).

Ganz ähnlich bringt die Lebensthätigkeit der Algen, Diatomeen und Radiolarien durch Ausscheidung der in außerordentlich geringer Quantität im Wasser gelösten Kieselsäure mächtige Sedimentgebilde hervor. Algen (*Leptothrix*, *Calothrix* u. a.), welche selbst noch in den bis 85° C. heißen Thermalwassern des Yellowstone-Parkes (siehe S. 160) üppig vegetieren, haben aus diesen ausgedehnte und mannigfaltigst gestaltete Ablagerungen von Kieselsinter ausgeschieden (W. Weed). Die zierlichen Kieselpanzer der Diatomeen setzen trotz ihrer mikroskopischen Kleinheit dicke Lager von Kieselerde ganz ausschließlich zusammen, und bilden z. B. bei Bilin in Böhmen eine bis 4,5 m mächtige Schicht von Polierschiefer, bei Oberohe im Lüneburgischen eine bis 12 m mächtige, über 1700 m lange und 750 m breite Ablagerung, in Oregon, Nevada und Californien sogar mehrere Hundert Meter mächtige Lager von Kieselguhr und nehmen, wenn man von vielen ähnlichen Vorkommen absieht, an der Zusammensetzung des Grund und Bodens, auf welchem z. B. Berlin gebaut ist, als Infusorienlager, Diatomeen- oder Bacillarienerde einen bedeutenden Anteil. Auch der Boden der Tiefsee wird auf große Erstreckung von Diatomeenschlamm bedeckt. Gleiches gilt von den Kiesel skeletten der Radiolarien, die noch in 8000 m Meerestiefe ausgedehnte Ablagerungen bilden. Radiolarienschichten tertiären Alters finden sich auf Barbados, Sicilien u. a. O.

In ganz anderer Art bethätigt sich die Existenz und Wirksamkeit der Bohrmuscheln auf die Gesteine. Sie durchlöchern die felsigen Meeresufer und bereiten dem überall zerstörenden Wasser und dem zerspaltenden Temperaturwechsel neue Angriffspunkte. Scherentragende Krebse zerkleinern die Gehäuse der Seeigel und Schnecken, sowie die Schalen der Muscheln, um sich von deren Weichteilen zu nähren, und erzeugen so das scharfeckige Material der Schalenbreccien (Lumachellen) und Muschelsande, welche weite Strecken des seichten Meeresbodens bedecken (J. Walther). Der Biber zieht seine Dämme quer durch die Täler, staut die

Bäche zu großen, oft seeähnlichen Teichen an, entwässert die Sümpfe durch kunstvoll angelegte Kanäle und giebt dadurch Anstoß zu Wandelungen in der Vegetation und zur Neubildung von Wasserläufen (H. Crd). Die Regenwürmer verschlucken große Mengen von mit organischen Substanzen vermischter Erde, um erstere zu assimilieren. Indem sich dieser Process im Laufe der Jahre immer wiederholt, entsteht durch Anhäufung der unverdauten Rückstände, die sich durch gleichmäßige Structur und Mengung auszeichnen, die Ackerkrume (Darwin).

Besondere Bedeutung aber besitzen drei durch Vermittlung der Organismen eingeleitete geologische Processe: 1. die Reduction von Sauerstoffsalzen durch verwesende organische Substanz; 2. die Abscheidung des Kalkes aus dem Meere durch Tiere und Pflanzen; 3. die Absorption der Kohlensäure und die Assimilation und Aufspeicherung des Kohlenstoffes durch die Pflanzen.

a) Reduction durch verwesende Organismen.

§ 2. Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz. Das einzige Reductionsmittel mineralischer Stoffe ist die Verwesung organischer Stoffe und ihrer Zersetzungsproducte, namentlich der Kohlenwasserstoffe. Sie werden von den Sickerwassern in die Erdtiefe geführt, so dass ihr reducierender Einfluss nicht nur auf die Erdoberfläche beschränkt ist. Durch ihre weitere Zersetzung, also durch Bildung von Kohlensäure, wird namentlich den Eisenoxydverbindungen der zu diesem Processe nötige Bedarf von Sauerstoff entzogen, also Eisenoxyd zu Eisenoxydul reducirt. Die aus diesem Zersetzungsprocesse der vegetabilischen Masse entstehende Kohlensäure verbindet sich mit dem Eisenoxydul zu kohlensaurem Eisenoxydul, aus dem sich wiederum beim Zutritt der Luft Eisenoxydhydrat bildet und niederfällt. So beruht die Bildung des Raseneisensteines, welcher in Skandinavien, in der norddeutschen Niederung, in Holland und Polen in weithin ausgedehnten Lagen auftritt, darauf, dass z. B. in eisenschüssigem Kies und Grus durch verwesende Pflanzen das Eisenoxyd in Eisenoxydul reducirt wird, dessen sich kohlen-säure- und quellsäurehaltige Wasser bemächtigen, um es nach Niederungen zu führen, wo die eisenhaltigen Wasser stagnieren und wo das Eisenoxydul, durch den Sauerstoff der Luft zu Eisenoxydhydrat oxydiert, sich absetzt oder durch Bakterien (Eisenbakterien) abgeschieden wird.

In ganz ähnlicher Weise wie Eisenoxyde zu Eisenoxydul werden schwefelsaure Metallsalze durch Entziehung ihres Sauerstoffes zu Schwefelmetallen reducirt. So findet sich Bleiglanz, zuweilen auch Zinkblende als Anflug auf Steinkohlen und als Ausfüllung feiner Risse und Klüfte innerhalb derselben, sowie in bituminösen Baumstämmen, ja

sinterartig und rindenförmig an altem Grubenholze. Ebenso, nur weit häufiger, kommt Schwefelkies vor, der manche Steinkohlen und Braunkohlen vollständig imprägniert, sich in Torfmooren und auf Grubenhölzern jetzt noch bildet, und ein sehr gewöhnliches Versteinerungsmittel fossiler vegetabilischer Reste ist. Auch Kupferglanz ist bei Verwesung von Pflanzenresten ausgeschieden worden, wie durch das Vorkommen der Frankenger Ähren (Zweigenden einer Conifere, nämlich von *Ullmannia Bronni*), ferner durch den Gehalt der Coniferenstämme im russischen Kupfersandstein an Kupferglanz und Buntkupfererz bewiesen wird.

Die Zersetzung von Metallsalzen durch faulende organische Substanzen kann jedoch noch weiter gehen und zur Bildung von gediegenen Metallen führen. So enthalten gewisse Coniferenhölzer der Zechsteinformation von Frankenberg in Hessen in ihrer kohligen Masse stellenweise kleine zarte Schüppchen von gediegenem Silber, welches durch Reduction von kieselsaurem und kohlensaurem Silberoxyd durch das verwesende Holz hervorgegangen ist. Überraschende Resultate eines ganz analogen Processes wurden von H. Crd. bei Ducktown in Tennessee beobachtet. Ein Teil der dortigen Kupfergruben war während des amerikanischen Bürgerkrieges ersoffen, und zwar enthielten die nicht gewältigten Wasser aus der Zersetzung von Kupfer- und Eisenkies hervorgegangenes Kupfer- und Eisenvitriol in Auflösung. Nach der Wiedereröffnung der Gruben zeigte es sich, dass im Laufe jener wenigen Jahre an gewissen Stellen der verwesenden, zur Zimmerung benutzten Hölzer zolllange Trauben von gediegenem Kupfer sich angesetzt hatten. Analoge Vorkommnisse von gediegenem Kupfer sind in Gruben Irlands, Südspaniens und des Erzgebirges beobachtet worden.

In ganz ähnlicher Weise wie pflanzliche können auch in Verwesung begriffene tierische Substanzen eine Reduction von Metallsalzlösungen bewirken, wofür wir in dem so gewöhnlichen Vorkommen des Schwefelkieses als Versteinerungsmittel von Ammoniten, Gastropoden, Brachiopoden und Zweischalern, in dem des Bleiglanzes, Kupferkieses und der Zinkblende in den Hohlräumen vieler Molluskenreste zahlreiche Beispiele besitzen. Eine höchst instructive Illustration dieses Vorganges liefert der Kupferschiefer des südlichen Harzrandes (S. 118 u. 222, sowie Hist. Geol. sub Perm). Der Kupferschiefer ist augenscheinlich als ein äußerst feiner, unserem Silte ähnlicher Schlamm innerhalb gewisser Buchten des permischen Meeres zur Ablagerung gelangt. Letztere waren von heterocerkalen Ganoidfischen (*Palaeoniscus*, *Platysomus*) bevölkert; diesen seichten Meeresbuchten wurden Solutionen von Kupfer-, Eisen-, Silber-, Nickel- und Kobaltvitriolen zugeführt, welche genügten, die Gewässer, sowie die in ihnen lebenden Fische zu vergiften, deren nicht selten convulsiv zusammengekrümmte Leiber uns in ihren Umrissen erhalten sind und auf eine derartige Todesart hindeuten.

Die Fischleichen sanken in den den Boden bedeckenden Schlamm und begannen zu verwesen. Durch diesen Process lieferten sie einerseits das Bitumen, mit welchem die Kupferschiefer stark imprägniert sind, anderseits leiteten sie die Reduction der Metallsalze ein, welche sich als Schwefelmetalle in kleinen Partikelchen niederschlugen oder die Fischkörper selbst überzogen. Eine Erscheinung bedingte die andere: der Reichtum des Kupferschiefers an Fischresten, Bitumen und Erzteilchen, die drei charakteristischen Eigentümlichkeiten des Gesteines, sie stehen in engstem ursprünglichem Zusammenhange.

Aber nicht nur die schwefelsauren Metalloxyde, auch schwefelsaure Alkalien und alkalische Erden werden durch faulende organische Substanzen reduciert, so dass Schwefelalkalien und Schwefelverbindungen von alkalischen Erden entstehen (z. B. Schwefelcalcium aus Gyps). Zugleich geht aus dieser Reduction der Sulfate zu Sulfuriden Schwefelwasserstoff hervor, ein Gas, welches den weitreichendsten Einfluss auf die Umwandlungsprocesse im Mineralreiche ausübt. Es wird von den in der Tiefe circulierenden Wassern absorbiert und gelangt zum Teil mit diesen an die Erdoberfläche, wo sie dann als Schwefelquellen bezeichnet werden und von denen die wichtigsten die von Aachen, Eilsen, Nenndorf, Baden (bei Wien), Weilbach und Burtscheid sind. Aus manchen dieser Schwefelquellen scheidet sich infolge der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes bei Berührung mit der Luft, namentlich aber unter Mitwirkung von Bakterien (den Schwefelbakterien), Schwefel in Form eines weißen oder gelblichgrauen Schlammes ab. Im Laufe der Zeit können diese Schwefelablagerungen bedeutende Dimensionen annehmen. Zu ihrer Entstehung sind überall dort die Bedingungen gegeben, wo mit Bitumen getränkte Gypslagerstätten auftreten, oder wo die gypshaltigen Wasser ruhiger, an faulenden Pflanzenreicher Meereshuchten von Schwefel ausscheidenden Bakterien erfüllt sind. Ein anderer Teil des Schwefelwasserstoffes gelangt mit den unterirdischen Wassern in Spalten, in denen er Ansammlungen von Metallsalzen treffen kann und dann deren Ausscheidung als Schwefelmetalle bewirkt, also bei der Bildung von Erzgängen thätig ist (siehe S. 212).

b) Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Thätigkeit.

Dem Meere wird, wie S. 217 gezeigt, durch die Ströme fortwährend schwefelsaurer und doppeltkohlensaurer Kalk zugeführt. Man sollte deshalb erwarten, dass das Meer allmählich zu einer gesättigten Lösung dieser Kalksalze geworden sei, aus welcher sich endlich Gyps und Kalkstein ausscheide und niederschlage. In der That aber enthält das Meereswasser nur einen minimalen Teil von dem Betrage derselben, welchen es in Auflösung zu erhalten vermöchte, und kommt trotz der beständigen Zufuhr von neuer

Solution dem Sättigungspunkte nicht näher. Die Erhaltung dieses steten Gleichgewichtes der im Meereswasser aufgelösten Kalksalze ist eine Aufgabe der Meereshewohner, welche zur Stütze oder zum Schutze ihrer Weichteile ein kalkiges inneres Gerüst oder eine Kalkschale absondern. Zu diesem Zwecke entziehen sie dem Meere den sparsam verteilten kohlelsauren Kalk, scheiden zugleich aus dem viel reichlicher vorhandenen Kalksulfat durch Vermittlung ihrer Eiweißsubstanz oder von aus diesem gebildetem kohlelsaurem Ammoniak kohlelsauren Kalk aus und lagern diesen in ihrem Körper zu einer zusammenhängenden Masse oder zu unzähligen losen in der Haut eingelagerten Kalkstäbchen oder -scheibchen ab. Durch derartige Lebensfunctionen zeichnen sich namentlich die Foraminiferen, die Anthozoön (Korallentiere), die Echinodermen, die Mollusken und Bryozoön sowie die Kalkalgen aus.

§ 3. **Die Bauten der Riffkorallen** *). Das Gedeihen der riffbildenden Korallentiere setzt eine mittlere Temperatur des Meereswassers von 20 bis 25° C. voraus. Ihre wahre Heimat ist deshalb namentlich die Zone zwischen dem nördlichen und südlichen 28. Parallelkreise, falls nicht örtliche Ursachen, wie abkühlende Polarströme und auf der anderen Seite die erwärmenden Äquatorialströme die Grenze etwas verrücken. Gleichzeitig aber ist ihre Lebenssphäre auf das seichte Meer und zwar bis zu einer Tiefe von 40 bis 60 m beschränkt. Innerhalb dieser oceanischen Küstenstriche siedeln sie sich auf festem Untergrunde überall dort an, wo nicht die Mündungen großer Ströme das Meereswasser durch Trübung desselben für sie unbewohnbar machen. Am verbreitetsten sind die Korallenbauten in den tropischen Teilen des stillen Oceans, wo neben unzählbaren Korallenbänken und Küstenriffen gegen 300 wirkliche Koralleninseln bekannt sind. Ähnlich ist die Verbreitung derselben im indischen Oceane, dessen Inseln und Continentalküsten einen außerordentlichen Reichtum an Korallenriffen aufzuweisen haben. Die Lacediven und Malediven sind die größten Koralleninseln der Welt. Im atlantischen Oceane bestehen die Bermudas, die Bahama Bänke und Inseln, sowie ein großer Teil Floridas aus Korallenbauten.

Die Polypen wohnen nicht nur colonienweise zu Tausenden auf einem Stocke zusammen, sondern es pflegen sich an günstigen Örtlichkeiten zahllose Stöcke neben und auf einander anzusiedeln und dann die Korallenbänke und -riffe zu bilden. Die riffbauenden Korallen gehören zahlreichen Arten und sehr verschiedenen Geschlechtern an, namentlich aber sind die Genera *Madrepora*, *Porites*, *Heliastrea*, *Isastrea*, *Meandrina*, *Millepora* und *Fungia*

*) J. D. Dana. Corals and Coral Islands. New York 1872. — Ch. Darwin. Structure and Distribution of Coral Reefs. London 1874. Übers. v. V. Carus. II. Aufl. Stuttgart 1876. — R. Langenbeck. Koralleninseln. Leipzig 1890. — J. Walther. Geologie als hist. Wiss. Jena 1893. S. 893—933.

stark vertreten. Porites-Arten können Stöcke von 8—9 m, *Astraea* und *Meandrina* solche von 3—5 m Durchmesser aufbauen, von welchen jedoch immer nur die äußerste 5—10 mm dicke Schicht lebenden Individuen zum Sitze dient, während die inneren Partien verlassen und abgestorben sind. Die Dimensionen der Korallenbauten sind im Verhältnis zur Größe der Baumeister derselben außerordentlich. Die Breite vieler Riffe beträgt einige Stunden, und ihre Höhe bis 600, ja gegen 1000 m; manche ringförmige Riffe umschließen ein Wasserbecken von 50, 70 und mehr km Durchmesser, gewisse Barrierriffe im Westen der Feejee-Gruppe und an der Nordküste Australiens sind bis 150 km breit und 1000, ja 1800 km lang.

Wenn die Korallenbauten den Meeresspiegel erreichen, so beginnen die Wogen, ähnlich wie Sturmwinde im Walde, ihre zerstörende Thätigkeit. Sie brechen Zweige und sonst ausgesetzte Partien vom Rande des Korallenriffes los, schleudern sie auf dessen Strandfläche und zertrümmern und zerreiben durch ihr stetes Spiel diese größeren Fragmente zu Sand. Ihm mischen sich die kalkigen Reste der die Riffe in Unzahl bewohnenden Tiere, nämlich grobkörniger Sand von zerbrochenen und zermahlenen Muschelschalen, Schnecken- und Seeigelgehäusen und zerfallenen Seesternen in großer Menge bei. Diesen »Korallensand« breiten die Wellen über das Riff aus, füllen ihn in die Höhlungen, Löcher und Zwischenräume des ästigen, lückenreichen Korallenbaues, oder türmen ihn endlich mit Hilfe der Winde zu dünenähnlichen Haufen an, wo er durch kalkiges Cement verfestigt wird. Zugleich findet innerhalb der älteren abgestorbenen Partien der Riffe mit Hilfe der durch Fäulnis erzeugten (endogenen) Kohlensäure eine Auflösung des zoogenen Kalkes und sein Wiederabsatz in deren Poren und Zwischenräumen statt, namentlich aber sind es Kalkalgen, welche durch ihre Incrustate die Verkittung der abgestorbenen Korallen bewirken. Durch alle diese Vorgänge verwandelt sich der zierliche Korallenbau in einen compacten Korallenkalk. Inzwischen hört das Wachstum der Korallen nicht auf, sondern sie ersetzen den Verlust durch fortwährenden Nachwuchs. Infolge steter Wiederholung des Zerstörungsprocesses und gleichzeitiger Erneuerung des korallinen Materiales durch Nachwuchs entstehen die über das Meer emporragenden Teile der Korallenriffe und Koralleninseln. Ein Teil der Zerstörungsproducte wird von den Wogen über den Rand des Riffes in die Tiefe geführt und häuft sich hier rings um dessen Flanken zu einem steilen, das Korallenmassiv mantelförmig umgürtenden Schuttkegel an.

Die Korallenbauten sind 1. Saum- (Küsten-) riffe, welche Küsten unmittelbar und ohne einen Zwischenraum zwischen sich und den letzteren zu lassen, umgürten. 2. Damm- (Barrier-, äußere Wall-) riffe, welche von der nahen Küste durch einen Streifen Meeres getrennt sind oder sich ringförmig um aus ihrer Mitte hervorragende Inseln ziehen. 3. Lagunenriffe (Atolls), ovale oder kreisförmige, zum Teil vollkommen geschlossene

Riffe, welche eine Fläche ruhigen, stillen Wassers umgeben. Über die Theorien von der Entstehung der Korallenriffe und -inseln vergl. S. 167.

§ 4. **Kalkabscheidung durch Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen und Algen.** In ganz ähnlicher Weise wie Korallentiere sorgen die Mollusken für die Ausscheidung des kohlensauren Kalkes aus dem Meere, den sie zur Herstellung ihrer Schalen, Gehäuse und Schulpe bedürfen. Der Effect ihrer darauf gerichteten Thätigkeit ist nicht so auffällig, wie die bis an den Meeresspiegel reichenden gigantischen Bauten der Polypen, steht jedoch hinter diesen der allgemeinen Verbreitung der Mollusken wegen, im Gegensatze zu der beschränkteren der riffbauenden Korallen, wohl kaum zurück. Am augenscheinlichsten geht die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke durch Mollusken dort vor sich, wo letztere in Menge vergesellschaftet Muschelbänke bilden. Außer den sandige Ufer liebenden Erycinen, Cyrenen und Cardien sind es namentlich Austern, Kamm- und Mießmuscheln (*Ostrea*, *Placuna*, *Pecten*, *Mytilus*), welche sich in großer Anzahl neben einander ansiedeln, sich zum Teil auf dem felsigen Grunde, zum Teil an einander anheften und dicht gedrängte Massen bilden, in deren Lücken und auf deren Oberfläche sich zahlreiche andere Mollusken sowie röhrenbauende, also ebenfalls kohlensauren Kalk abscheidende Anneliden (namentlich *Serpula*) einnisten. Diese Serpeln können durch üppige Wucherung so überhand nehmen, dass sie für sich allein mächtige Bänke und atollartige Riffe bilden (Bermudas). Ähnliche massenhafte Anhäufungen bilden die Paludinen, Litorinellen und Cerithien, ferner *Turritella*, *Trochus* und *Murex*, ebenso wie an manchen Stellen der Meeresküste Schulpe von Tintenfischen fußhoch aufeinander geschichtet liegen. Die Schälchen von Pteropoden haben sich auf dem Tiefseeboden tropischer und subtropischer Meere zu ausgedehnten und mächtigen Ablagerungen von Pteropodenschlamm aufgespeichert.

Die kalkbildende Thätigkeit der Foraminiferen fällt umsomehr ins Gewicht, als sie es vorzugsweise sind, welche enorme Areale fast aller Océane dicht bevölkern und auf deren Grunde mächtige Ablagerungen eines förmlichen Foraminiferenschlammes bilden. Derartige Schichten bestehen bis zu 90 Procent aus kalkigen Foraminiferenschalen und gehören zu den am weitesten verbreiteten Tiefsee-Sedimenten. Da unter ihnen die Gattung *Globigerina* am reichlichsten vertreten ist, nennt man diese Ablagerungen *Globigerinenschlamm*. Andere Foraminiferen leben an Küsten und auf weiten Flächen des Meeresgrundes in solcher Menge, dass auch ihnen ein bedeutender Anteil an der Zusammensetzung mariner Sedimente zukommt. In der Vorzeit besaßen die Foraminiferen die gleiche gesteinsbildende Wichtigkeit, wie aus der Betrachtung der zoogenen Gesteine (Petrogenetische Geologie) hervorgehen wird.

In ähnlicher Weise wie Mollusken und Foraminiferen verbrauchen die

Echinodermen zur Herstellung der Schalen der Echiniden, der Gerüste und Kalkstäbchen der Seesterne, der Säulen, Kelche und Arme der Crinoiden, der feinen Kalkblättchen und Änkerchen in der Haut der Holothurien große Quantitäten von Kalk, welche sie dem Meere entnehmen, und haben auf diese Weise das vorwaltende Material ganzer Bänke und Schichten-complexe geliefert.

Unter den die See bewohnenden **Pflanzen** kommen die Kalkalgen an Massenhaftigkeit des Auftretens, an Kalkabscheidungsvermögen und dadurch an gesteinsbildender Thätigkeit derjenigen der Tiere fast gleich. Sie sind in allen Meeren von der arktischen bis zur tropischen Zone verbreitet, und namentlich durch die Gattungen Lithothamnium, Corallina, Melobesia und Cymopolia, ferner durch die mikroskopischen Coccosphären und Rhabdosphären vertreten. In der geologischen Vorzeit spielten im Tertiär die Lithothamnen, in der Trias die Gyroporellen, im Silur die Vermiporellen und Palaeoporellen eine hervorragende Rolle als Bildner mächtiger und ausgedehnter Kalksteinablagerungen *).

c) Aufspelcherung von Kohlenstoff durch pflanzliche Thätigkeit.

§ 5. Der Verkohlungsprocess und die kohlenbildenden Pflanzen **). Kalkabscheidende Tiere reinigen das Meer von den ihm durch die Flüsse zugeführten Beimengungen und bringen es in einen für organisches Leben geeigneten Zustand. Eine ähnliche Thätigkeit entfalten die Pflanzen mit Bezug auf die atmosphärische Luft, welche sie in einer Beschaffenheit erhalten, durch welche die Möglichkeit höheren tierischen Lebens bedingt ist. Nicht allein das, — die Pflanzen haben die Atmosphäre überhaupt erst aus einem an Kohlensäure überreichen Dunstkreise in ihre jetzige Zusammensetzung übergeführt. Die Pflanze braucht den Kohlenstoff zum Aufbau der Pflanzenfaser und entzieht deshalb durch Atmung der Atmosphäre Kohlensäure, — verfault sie nach ihrem Absterben, so kehrt der Kohlenstoff als Kohlensäure in den Luftkreis zurück und würde somit einen verlustlosen

*) Gümbel. Abh. d. k. Akad. d. Wiss. II. Cl. München. Bd. XI. 4. 1872. — Bencke. Geognost.-paläont. Beitr. Bd. II. 1876. — Walther. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329. — Rothpletz. Bot. Centralbl. 1892 Nr. 35. — Salomon. Marmolata. Stuttgart 1895. S. 25—47. — Stolley. Naturw. Wochenschr. 1896. No. 45.

**) H. R. Göppert. Preisschrift über die Bildung der Steinkohlen. Harlem 1848. — Pogg. Ann. LXXXVI. S. 482. — H. Fleck. Über d. chem. Vorgänge im Fossilien-Bildungs-Process. N. Jahrb. 1867. S. 294. — A. Baltzer. Über d. natürlichen Verkohlungsprocess. Vierteljahrsschrift d. nat. Ges. Zürich. 1872. — F. Muck. Chemie der Steinkohlen. Leipzig 1894. — C. W. von Gümbel. Beitr. z. Kenntn. d. Texturverhältnisse d. Mineralkohlen. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Cl. München 1883. Bd. I. S. 204.

Kreislauf durchmachen, wenn nicht diesem letzteren durch den Verkohlungsprocess gewaltige Mengen von Kohlenstoff entrückt und in Form von Gesteins- und zwar Kohlenablagerungen an die Erde gefesselt würden. Durch diesen Vorgang wurde einerseits die anfänglich an Kohlensäure zu reiche Atmosphäre den Tieren bewohnbar gemacht, anderseits wird noch heute durch denselben die continuierliche Zufuhr von Kohlensäure durch vulkanische Exhalationen ausgeglichen, also die normale Zusammensetzung der Lufthülle erhalten. Aller Kohlenstoff, der auf der Erde in der Pflanzefaser und in den Kohlengesteinen enthalten ist, ist aus der Zersetzung von Kohlensäure durch die Lebensthätigkeit der Pflanzen hervorgegangen.

Den größten Teil des Pflanzenzellgewebes bildet die Holzfaser, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff besteht und beim Holz, abgesehen von einem geringen Gehalte an Stickstoff und Asche, fast durchgängig aus 50 Procent Kohlenstoff, 6 Wasserstoff und 44 Sauerstoff zusammengesetzt ist. Verfaulen Pflanzenmassen an freier Luft, so verbinden sich ihre Elemente mit den Bestandteilen der Atmosphäre zu Gasen und Wasser, — es verschwindet die abgestorbene Pflanze, abgesehen von ihrem Gehalte an unorganischer Materie, vollständig. Anders aber bei ihrer unter Luftabschluss durch überlagernde thonig-sandige Gesteine vor sich gehenden, außerordentlich langsamen Zersetzung (Vermoderung, Verkohlung). Bei diesem Processe verbinden sich die pflanzlichen Elemente unter einander; es vereinigt sich ein Teil des Kohlenstoffes mit Sauerstoff zu Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff zu Sumpfgas, welche entweichen, und endlich ein Teil des Wasserstoffes mit Sauerstoff zu Wasser. Nun ist aber in der entstehenden Kohlensäure 1 Gewichtsteil Kohlenstoff mit $2\frac{2}{3}$ Gew. Sauerstoff, im Wasser 1 Gew. Wasserstoff mit 8 Gew. Sauerstoff verbunden, so dass die Zersetzung, deren Producte sie sind, namentlich auf Kosten des Wasserstoffes und Sauerstoffes der Holzfaser vor sich geht. Diese beiden Elemente werden der vermodernden Pflanzenmasse viel rascher und reichlicher entzogen als der Kohlenstoff, wodurch zugleich eine Anreicherung, eine relative Vermehrung des letzteren stattfindet. Der Vermoderungs- oder Verkohlungsprocess arbeitet demgemäß darauf hin, aus der gewöhnlichen Pflanzensubstanz im Laufe der Zeit reinen Kohlenstoff herzustellen. Zugleich aber werden die in den aufgespeicherten Pflanzenmassen reichlich vorhandenen und aus den einzelnen Teilen derselben in großer Menge sich bildenden löslichen humin- oder ulminartigen Substanzen durch das Wasser aufgelöst und als feste, nach und nach erhärtende Massen in den Hohlräumen und Lücken zwischen den einzelnen Pflanzenresten wieder ausgeschieden. Pflanzliche Massen, von Sedimenten bedeckt, unterliegen dieser Zersetzung außerordentlich langsam, so dass selbst die Steinkohle, trotzdem dass Millionen von Jahren seit ihrer Ablagerung vergangen sein müssen, den Verkohlungsprocess noch nicht vollendet hat. Die sich bei dessen Vollzug

bildenden und anfänglich von ihr eingeschlossenen Gase, Kohlensäure und Grubengas, entweichen fortwährend, zuweilen aber auch plötzlich und in gefahrbringender Menge als Schwaden und als schlagende Wetter und zeigen an, dass der Verkohlungsprocess sich noch in vollem Gange befindet. Sein Ziel erreicht dieser erst, wenn Anthracit und Graphit hervorgebracht sind; in diesen seinen Endproducten liegt der Kohlenstoff brach und gefesselt in der Erde, bis ihn der Mensch für seine Zwecke benutzend zu Kohlensäure verbrennt und ihn so der Atmosphäre wiedergibt, von wo aus er seinen Kreislauf von neuem beginnt. Die Länge der geologischen Zeiträume ist somit der Hauptfactor bei der fortschreitenden Entwicklung der Kohlengesteine, so dass deren Kohlenstoffreichtum in demselben Maße zunimmt, je älter sie sind. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind einzelne Stadien des besprochenen Verkohlungsprocesses der Pflanzenmasse, Anthracit und Graphit die Endproducte desselben, wie aus der folgenden tabellarischen Zusammenstellung hervorgeht.

Geologisches Zeitalter	Kohlengestein	Zusammensetzung in 100 Theilen nach Abzug der Asche		
		C	H	O u. N
Jetztzeit	Holzsubstanz	49,57	6,44	44,00
	Torf vom Oberharz	54,00	5,80	43,20
Diluvium	Diluvialer Torf aus Irland	60,02	5,88	34,40
Tertiär	Braunkohle von Köln	66,96	5,25	27,76
	Braunkohle vom Meißner	72,00	4,93	23,07
	Erdige Braunkohle von Dux	74,20	5,89	19,80
Carbonische Periode	Steinkohle d. Königgrube, Oberschlesien	78,80	3,20	18,00
	Bituminöse Steinkohle v. Saarbrücken	84,62	3,30	14,50
	Hartleykohle von Newcastle	83,42	5,64	5,97
	Bituminöse Steinkohle von Eschweiler	89,16	3,24	6,45
Carbonische, devonische, silurische Periode	Anthracit von Pennsylvania	93,59	2,55	3,86
Archäische Periode	Graphit	100	0	0

Durch die Verkohlung und den gleichzeitigen Druck der auflastenden Gesteine wird die Pflanzenmasse bis zur Bildung von Steinkohle auf $\frac{1}{3}$,

und von Anthracit auf $\frac{1}{12}$ ihres ursprünglichen Volumens reduciert, so dass eine 12 m mächtige Pflanzenanhäufung nur ein 1,5 m starkes Steinkohlenflötz oder ein 1 m mächtiges Anthracitflötz liefert.

Local wird der Verkohlungsprocess beschleunigt 1. durch die Bildung zahlreicher Spalten infolge von Faltungen und Zerreißen der kohlenführenden Formationen; 2. durch Zerstückelung ausgedehnter Kohlenfelder infolge von Erosion; in beiden Fällen wird der Zutritt der atmosphärischen Luft und das Entweichen der entstehenden Gase erleichtert und der Verkohlungsprocess dadurch gefördert; 3. durch gebirgsbildenden Druck; deshalb sind die Kohlen, wo sie horizontal und ungestört liegen, meist bituminös und werden immer magerer, je auffallendere Biegungen sie erleiden, und endlich zu Anthracit, wo die stärksten Faltungen und Zusammendrückungen stattgefunden haben (Anthracitbecken Pennsylvaniens); 4. durch Einwirkung hoher Temperatur von Seiten glutflüssiger Gesteine, welche die betreffende Kohlenformation durchsetzen; so ist die erdige Braunkohle des Meißners im Contacte mit Basalt in anthracitähnliche Kohle, in Stengel-, Pech- und Glanzkohle, die Steinkohle von Waldenburg in der Berührung mit Melaphyr in Anthracit umgewandelt. In allen diesen Fällen ist der Verkohlungsprocess infolge localer Beeinflussung der Zeit vorausgeeilt.

Aus dem durch die Länge der Zeiträume begünstigten, langsamen Verkohlungsprocesse der Pflanzenmasse gehen demnach auf der einen Seite Kohlengesteine, auf der anderen entweichende Gase (Kohlensäure und Sumpfgas) hervor. Ebenso aber wie sich bei dem Zersetzungsprocesse vegetabilischer Substanzen gasförmige Kohlenwasserstoffe bilden, so entstehen auch flüssige und feste Verbindungen von Kohlenstoff und Wasserstoff, wie Naphtha, Petroleum und Ozokerit. Verdanken nun auch jene großartigen unterirdischen Erdölansammlungen z. B. auf Apscheron am Kaspischen Meere, Galiziens, des Elsass und der Ölregionen Nordamerikas, ferner der Bitumengehalt vieler bituminöser Gesteine, z. B. Brandschiefer und Ölschiefer, ihren Ursprung tierischen Substanzen, sind also animale Fettreste*), so kann doch kein Zweifel über die Abstammung solcher flüssigen Kohlenwasserstoffe obwalten, wo sie als Erdöl direct aus der Steinkohlenmasse hervorschwitzen oder sogar ausfließen, wie in den Grubenbauten von Dawley und The Dingle in der englischen Grafschaft Shrop, wo das Erdöl förmliche Traufen bildet, gegen welche sich die Bergleute durch vorgesteckte Bretter schützen müssen.

Da die Ablagerung und Anhäufung von später zu Kohlengesteinen umgewandelten Pflanzenmassen sehr verschiedenen geologischen Zeiträumen

* Höfer. Das Erdöl. Wien 1888. S. 404. — Engler. Ber. d. deut. chem. Ges. 1888. XXI. S. 1816. — Ochsenius. Chem. Zeitg. 1891. S. 935 u. 1735; 1892. S. 1180; 1896. No. 39; Zeitsch. f. pract. Geol. 1896. S. 249; Zeitsch. d. D. geol. Ges. 1896. S. 239.

angehören und der Gesamthabitus der Pflanzenwelt in jeder Periode einer vollkommenen Umgestaltung unterlag, so waren auch die das Material der verschiedenartigen und verschiedenalterigen Kohlengesteine liefernden Floren jedesmal andere.

Die Bildung des Torfes *) geht auf die Weise vor sich, dass stagnierendes Wasser Algen und andere Pflanzen erzeugt, deren abgestorbene Teile sich zu Boden senken und sich zu einer immer höher anwachsenden Schicht von faulenden Vegetabilien anhäufen. Zu gleicher Zeit rücken die am ursprünglichen Ufer der Wasserfläche wachsenden Schilfrohre, Schachtelhalme, Binsen und Simsen allmählich und allseitig mehr und mehr in das flache Wasser vor, auf dessen Boden ihr dichtes Wurzelwerk immer mehr vorwärts greift. Von oben herab senken sich alljährlich die abgestorbenen Blätter und Stengel der Seerosen, Ranunkeln, Laichkräuter und Wasserrinsens auf den Grund hinab; immer dichter wird das Gewirr von Pflanzenresten und seitwärts zwischen dieselben eindringenden Wurzeln und Wurzelstöcken, immer größerer Raum wird dem Wasser abgerungen, bis endlich ein innig verzweigter und verbundener Filz entsteht, der auf einer breiartigen Schlammmasse ruht. Auf dieser schwankenden Vegetationsdecke siedeln sich Torfmoose, Wollgräser, Fieberklee, die Moorheidelbeere und andere Pflanzen an. Die auf diese Weise überdeckten und gegen die Einwirkung der Luft geschützten Pflanzenteile verwesen aber nun nicht mehr vollständig; immer mehr verschwinden Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff jener Teile, während sich ihr Kohlenstoff anhäuft. Diese Masse wächst beständig nach oben, denn während die unteren Teile der bei ihrer Bildung besonders wichtigen Torfmoose (*Sphagnum* und *Hypnum*) längst abgestorben sind, leben die oberen kräftig fort, das Wasser aus der Tiefe schwammartig nach sich ziehend. Immer dichter wird so mit der Zeit die anfangs breiige Masse, bis zuletzt unter der Vegetationsdecke ein fester, schwerer, erdiger, bröckeliger, brauner bis schwarzer Torf entsteht. Durch die Torfmoose wird aber jener Boden immer feucht erhalten und so bildet sich auf ihm, begünstigt von seinem reichen Humusgehalte, eine üppige Vegetation. Ist er fester geworden, dann siedeln sich Bäume und Sträucher, Weiden, Erlen, Faulbaum und Kreuzdorn, zuletzt auch Nadelhölzer an; werden sie vom Winde losgerissen, oder sinken sie infolge ihres Gewichtes in ihre Unterlage ein, dann wächst der Torf über sie fort und nach Jahren sind sie ganz in ihm eingeschlossen. Dort von dem Contacte mit der Luft abgeschnitten, verwesen sie nicht und noch nach Jahrhunderten zeigt sich ihre Holzstruktur vollkommen erhalten. (Thomé.)

Finden solche Torfbildungen in Sümpfen statt, welche hinter Dünen liegen, und werden sie bei dem Landeinwärtsrücken der letzteren von

*; Specielleres in E. Ramann. N. Jahrb. Beil.-Bd. X. 1895. S. 119.

Sand bedeckt, so wandelt sich der Torf unter dem Drucke der auf ihm lastenden Sandhügel, welche zugleich den Process der Vermoderung verlangsamen, in eine braunkohlenähnliche, schieferige Masse um.

Die Braunkohle, das Kohlengestein der Tertiärzeit, besteht wesentlich aus den unter Luftabschluss verwesenden Resten von Coniferen (*Taxites*, *Sequoia*, *Cupressus*), Palmen (*Palmacites*, *Sabal*, *Flabellaria*) und Laubhölzern (*Betula*, *Juglans*, *Quercus*, *Cinnamomum*). Siehe *Histor. Geolog.*, Tertiärformation, Braunkohlenbildung.

Die Steinkohle der Wealdenformation, des Keupers und des Rotliegenden verdankt ihr Material üppig wuchernden und sich dadurch schnell anhäufenden Cycadeen, Coniferen und Baumfarnen. Siehe *Histor. Geolog.*, Wealden.

Die Steinkohle und der Anthracit der carbonischen Formation sind verwesende, ihrem Endziel bereits ziemlich nahe gerückte Massen von riesigen Gefäßkryptogamen, Sigillarien (und Stigmarien), *Lepidodendren*, *Calamiten* und Farnen, nebst spärlichen *Araucarien* und Cycadeen. Siehe *Histor. Geolog.*, Carbon. Formation, Bildung der Steinkohlenflötze.

Die Anthracite des Silurs, z. B. der Isle of Man, können wesentlich nur aus Algen entstanden sein, da in den Thongesteinen der Silurformation, welche sich zur Conservierung der fossilen Pflanzen so trefflich eigneten, bisher nur local seltene Reste von Gefäßkryptogamen oder noch höher stehenden Pflanzen gefunden sind, und ebenso haben

die Graphitschiefer und Graphitflötze der archaischen Formation augenscheinlich denselben Ursprung. Ihren Lagerungsverhältnissen nach sind sie den Kohlenflötzen und bituminösen Schiefern vollkommen analoge Gesteins-Einschaltungen ursprünglich vegetabilischer Entstehung und repräsentieren, entsprechend ihrem großen Alter, das Endproduct des Verkohlungsprocesses. Siehe *Histor. Geolog.*, Urgneiß-Formation.

§ 6. Gasquellen als Producte der Zersetzung organischer Substanzen. Die Entwicklung der aus der Zersetzung und dem Verkohlungsprocesse pflanzlicher und tierischer Massenanhäufungen hervorgehenden Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgase ist stellenweise eine so reichliche, dass sie zur Entstehung wirklicher Gasquellen die Veranlassung giebt. So sind denn, ganz abgesehen von den Gasexhalationen fast aller Vulkan-districte, an zahllosen Punkten der Erdoberfläche Ausströmungen von Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgas bekannt, deren Ursprung ein organischer ist. Am auffälligsten sind die Kohlenwasserstoffquellen, weil diese, in Brand gesteckt, hohe Flammen von bald geringerer, bald bedeutender Leuchtkraft bilden, wie die früheren Erdfeuer oder Heiligen Feuer von Baku und die zur Beleuchtung dienenden Bohrquellen Pennsylvanias und Ohios. Derartige mit Erdölvorkommnissen in engstem geneti-

schem und örtlichem Verbande stehende Kohlenwasserstoffquellen von gleichfalls animalischem Ursprunge sind die von Baku und der ganzen Halbinsel Apscheron am Kaspischen Meere, ferner die der Apenninen in Ober- und Mittelitalien. In den Ölgegenden Nordamerikas entströmen vielen der zur Gewinnung des Petroleums oder selbst nur der Gase angelegten Bohrlöcher Kohlenwasserstoffgase mit brausendem, zischendem, weithin hörbarem Geräusche, und werden in zahlreichen Städten, z. B. in Pittsburg, allgemein zur Beleuchtung, sowie für industrielle Zwecke verwendet. Die Gase, mit welchen das Erdöl Nordamerikas und die Naphtha von Baku gesättigt ist, treiben diese aus den Bohrlöchern bis zu über 50 m hohen Fontainen empor. Ähnliches gilt von dem Elsasser Petroleum-District bei Pechelbronn. Nicht selten sind Kohlenwasserstoffexhalationen aus Steinsalzlagerstätten, und zum Teil so bedeutend, dass sie z. B. bei Szlatina in Ungarn zur Beleuchtung der Grube verwandt werden; auch das bei der Saline Gottesgabe bei Rheine sich entwickelnde Gas wurde zu Heizzwecken verwandt; in China versiedet man auf gewissen Salinen die Sole vermittelt der auf den dortigen Bohrlöchern empordringenden brennbaren Gase.

Die Quantität der Kohlensäure, welche aus der Zersetzung von Pflanzenmassen resultiert, ist außerordentlich beträchtlich. Das an der Erdoberfläche von den verwesenden Pflanzen producierte Kohlensäuregas wird von den Regenwassern aufgesaugt und in den Boden geführt. Durch ihren Kohlensäuregehalt werden diese Sickerwasser in den Stand gesetzt, zahlreiche Mineralien aufzulösen und zu zersetzen, um dieselben, nachdem sie größere Gesteinsmassen durchsickert haben, entweder als Mineralquellen an das Tageslicht zu fördern oder sich ihrer bereits in Blasen, Höhlen und Spalten durch Absatz wieder zu entledigen. Aber auch manche, z. B. die in den Salzlagerstätten von Salzungen und Sondra in etwa 330 m Tiefe erbohrten, unter gewaltsamen Explosionserscheinungen emporbrechenden Kohlensäurequellen sind organischen Ursprungs.

§ 7. Schlammvulkane als Resultate organischer Zersetzungen*). Die Schlammvulkane, Schlammgesprudel oder Salsen stehen in engstem Zusammenhange mit Gasquellen und zwar besonders solchen von Kohlenwasserstoffgas, die, wie im vorigen Paragraphen gezeigt, aus der Zersetzung von organischen Substanzen hervorgehen. Treten diese Gase im Verein mit Wassern zu Tage, welche schlammartig erweichtes, thoniges oder sandig-thoniges Gesteinsmaterial mit sich führen, so sind die Bedingungen zur Bildung von Schlammgesprudeln gegeben. Letztere sind demnach nicht Reactionen des glutflüssigen Erdinnern; wie die Vulkane, sondern Producte des gewaltsamen Hervordringens aus Organismen

* Gumbel. Sitzber. d. k. bay. Akad. d. Wiss. z. München. Math.-phys. Cl. 1879. S. 4.

erzeugter Gase. Mit dem Ausströmen der letzteren ist sehr gewöhnlich das Ausfließen von flüssigen Kohlenwasserstoffen (Naphtha und Bergöl) vergesellschaftet. Die mit ihnen empordringenden Wasser sind meist salzhaltig.

Die Schlammvulkane bilden kleine, flache Kegel, welche meist nur einen, ausnahmsweise bis 40 m Höhe erreichen. Auf ihrem Gipfel befindet sich eine trichterförmige Vertiefung. Ihr entströmt z. T. lautlos, z. T. mit Brausen, mit Kohlenoxydgas oder Kohlensäure gemischtes Kohlenwasserstoffgas, welches Schlamm oder salziges, schlammiges, mit Erdöl vermischtes Wasser emporpresst. Der Schlamm wird, falls dünnflüssig, durch die empordringenden Gase in wallender Bewegung erhalten, — falls zähflüssig, beim Zerplatzen der aufwärts pressenden großen Gasblasen umhergeschleudert. In letzterem Falle tritt eine intermittierende Thätigkeit ein, indem periodische Explosionen der Gasmenge, verbunden mit unterirdischem Getöse und Bodenerzitterungen, unterbrochen von Pausen der Ruhe stattfinden. In anderen Schlammsprudeln fließt der Schlamm unter starker Gasentwicklung über und bildet förmliche Schlammströme, oder er steigt $\frac{1}{3}$ — $\frac{2}{3}$ m hoch senkrecht in die Luft, um dann zurückzufallen, — ein Spiel, welches sich in Pausen von 30 Secunden bis zu 40 Minuten wiederholt. Zuweilen finden förmliche Eruptionen statt, verbunden mit donnerndem Getöse der ausströmenden Gase, welche sich entzünden und Feuersäulen bilden können, ferner mit Auswurf von Schlammfetzen und Gesteinsbruchstücken, sowie mit Ergüssen von Schlammströmen (so bei Baku im Januar 1887).

Schlammvulkane sind bekannt auf Sicilien (bei Paterno am Ätna, die Macaluba bei Girgenti), in dem nördlichen Italien (Provinz Modena und bei Reggio), in Siebenbürgen (Höllenmorast), auf Island, Java, Neugranada (Turbaco) und Trinidad. Am westlichen und östlichen Ende des Kaukasus (auf der Insel Taman und an den Ufern des Kaspischen Meeres) sind diese Salsen in solcher Zahl und Großartigkeit concentrirt, dass jene Districte darin mit keiner anderen Gegend der Erde verglichen werden können. Fast überall tritt die Abhängigkeit der Schlammvulkane von großen unterirdischen Herden der Zersetzung von organischen Substanzen in ihrer steten Vergesellschaftung mit Petroleum- oder Naphthaquellen auf das deutlichste hervor.

Die Zeit als geologischer Factor.

Die Wirksamkeit der Kräfte, welche sich als Hauptagentien in dem Entwicklungsprocesse der Erde bethätigen, bedarf zum großen Teile gewaltiger Zeiträume, um ihren Einfluss auf die Gestaltung der Erdoberfläche wahrnehmbar zu machen. Die Länge dieser Zeiträume ist eine so

außerordentliche, dass uns, die wir nach Jahren zu rechnen gewöhnt sind, jeder bestimmte Maßstab für dieselben fehlt. Um einen solchen zu gewinnen, hat man versucht, die Länge der Jetztzeit, also des Zeitraumes abzuschätzen, seit dessen Beginn das organische Leben auf Erden seinen heutigen Gesamtcharakter angenommen und seitdem nicht wesentlich verändert hat. Freilich leiden sämtliche zu diesem Zwecke eingeschlagenen Wege an großer Unsicherheit. So schwankt man in der Berechnung der Zeit, welche die Niagarafälle benötigten, um ihren in der Postglacialperiode bewirkten Rückzug von Queenstown bis zu ihrem jetzigen Stande zu bewerkstelligen, zwischen 18 000 und 36 000 Jahren (siehe S. 228). Heim schätzt den Zeitraum seit dem Verschwinden der letzten großen Diluvialgletscher aus den Seethälern der Alpen auf wenigstens 10 000, höchstens 50 000 Jahre. Jedenfalls aber ergeben diese wie alle ähnlichen Versuche der Abschätzung der Jetztzeit enorm hohe Zahlen.

Wenn solche langdauernde Vorgänge in Zeiträume fallen, während welcher der organische Gesamtcharakter der Erde scheinbar vollständig stationär und unverändert blieb, welche Zeiträume mögen während der tertiären Perioden, innerhalb deren sich Flora und Fauna wiederholt fast durchgängig und vollkommen änderten, verflossen sein! Hat man Recht, die Dauer der Jetztzeit auf Zehntausende von Jahren zu veranschlagen, so muss die Tertiärperiode auf viele Hunderttausend Jahre abgeschätzt werden. Nun ziehe man in Betracht, dass die Tertiärzeit nur das letzte Blatt im Buche der Erdgeschichte, so weit diese sich vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat, ausfüllt, man denke daran, dass der Gesamtcharakter der Bewohner der Erde erwiesenermaßen sehr zahlreiche Male eine vollkommene Umprägung erlitten hat, dass also die gesamten jeweiligen Floren und Faunen ebenso oft von einer anderen sich emporschwingenden, vervollkommneten Generation bekriegt, überwuchert und verdrängt worden, endlich erinnere man sich daran, dass auch vor die Entstehung organischer Wesen auf Erden noch große Zeiträume fallen, und man wird gestehen müssen, dass die Berechtigung gegeben ist, die Vergangenheit der Erde als etwas unermessliches zu bezeichnen. Vergleicht man ein von Tieren belebtes Landschaftsbild der Silurperiode mit einem der Jura-, der Diluvial- und der Jetztzeit, und abstrahiert man von periodischen Schöpfungseingriffen in die Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, so öffnet sich dem Blicke eine Vergangenheit, für deren Abschätzung uns die Kraft fehlt. Wie verschwinden gegen sie die wenigen Tausend Jahre, bis zu welchen die Nachrichten über unser eigenes Geschlecht zurückreichen! — Alle geologischen Zeitherechnungen können deshalb weiter nichts bezwecken, als uns zu überzeugen, dass wir in der Entwicklungsgeschichte der Erde mit unermesslich großen Zeiträumen zu rechnen haben.

Wenn es freilich gelingen sollte, geologische Vorgänge mit berechenbaren, astronomischen Änderungen in Beziehung zu bringen, so würde es möglich werden, auch für die Geologie ein absolutes Zeitmaß festzustellen. Bis jetzt aber fehlen uns, trotz der dahin zielenden Versuche Croll's, Mayer's und Blytt's, derartige Anhaltspunkte; wir müssen uns deshalb für Ereignisse früherer Perioden mit einer Bestimmung ihres relativen Alters, d. h. mit der Beantwortung der Frage: früher oder später, älter oder jünger als andere Vorgänge und Erscheinungen? begnügen.

Vierter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

§ 1. **Aufgabe der petrogenetischen Geologie.** Nachdem in den letzten beiden Abschnitten der petrographische Charakter der Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, sowie die Kräfte, welche überhaupt einen bildenden und gestaltenden Einfluss auf die Erdrinde ausüben, geschildert worden sind, liegt die Frage nahe, auf welche Weise jene Gesteinsarten durch Vermittelung dieser Kräfte ihren gegenwärtigen Zustand und petrographischen Habitus erhalten haben? Mit der Beantwortung dieser Frage beschäftigt sich die petrogenetische Geologie, die Lehre von der Gesteinsentstehung.

Die Entstehung irgend einer tellurischen Gesteinsart ohne Mitwirkung entweder der Glut des Erdinneren oder des Wassers oder endlich des Windes ist undenkbar, — und in der That lässt sich auch die Bildung aller Gesteine auf die Thätigkeit eines dieser Agentien zurückführen*). Je nachdem dies die Erdglut, das Wasser oder der Wind ist, werden die Gesteine ihrer Entstehung nach als eruptive, sedimentäre und äolische bezeichnet.

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2. **Entstehung der Eruptivgesteine.** Die Eruptivgesteine sind in glutflüssigem Zustande aus der Tiefe der Erde hervorgetreten und an der Erdoberfläche oder nahe derselben mehr oder weniger rasch erstarrt. Die Durchtränkung des glutflüssigen Magmas durch überhitztes Wasser oder durch Wasserdampf, sowie durch andere Dämpfe und Gase, darf dabei auf das bestimmteste vorausgesetzt werden. Auf eine Mitwirkung des Wassers bei Bildung der Eruptivgesteine auch in den früheren geologischen Zeitaltern weist schon die Analogie mit den Eruptionerscheinungen der heutigen

* Vergl. J. Walther. Einleitung in die Geologie. Lithogenesis der Gegenwart Jena 1894.

Vulkane hin. Jede Eruption ist mit enormen Dampfausströmungen verbunden und ebenso entwickeln die Lavaströme selbst, bis sie erkalten, aus ihren Rissen und Spalten große Mengen von Dämpfen. Die flüssige Lavamasse muss deshalb von solchen und zwar namentlich von überhitztem Wasserdampf durchtränkt sein, wenn sie sich auch in erstarrtem Zustande fast vollkommen wasserfrei erweist. Der Wassergehalt, der durch Bauschanalysen in zahlreichen Eruptivgesteinen nachgewiesen ist, kann an und für sich nicht als maßgebender Beweis für Mitwirkung des Wassers bei Bildung derselben angesehen werden, da er erst später eingedrungen sein mag, — in vielen Eruptivgesteinen sind jedoch die Belege für die Teilnahme des Wassers an ihrem Bildungsvorgange gewissermaßen versteinert erhalten, nämlich in Gestalt mikroskopisch kleiner Hohlräume, welche Wasser oder wässerige Solutionen z. B. von Chlornatrium umschließen. Diese Flüssigkeitseinschlüsse (siehe S. 33) sind in den Quarzen fast aller und in den Feldspäten vieler Granite, Syenite, Gabbros, Diabase, Quarzporphyre und Melaphyre in unzähliger Menge vorhanden.

Mit Bezug auf die Herkunft des die Eruptivmassen durchtränkenden Wassers*) ist eine große Anzahl der Geologen der Ansicht, dass letzteres, welches auf Spalten in die Tiefe dringt, unter dem Drucke der ganzen darüberstehenden Wassersäule durch die feinsten Klüfte abwärts bis zum glutflüssigen Erdinnern gepresst wird. Hier kann es sich unter dem hohen Drucke nicht in Dampf verwandeln, sondern wird von dem in Glutfluss befindlichen Materiale absorbiert und bildet mit diesem an solchen Stellen, wo die Infiltration erfolgte, ein von Wasser durchtränktes Magma. Steigt nun letzteres auf Spalten empor und gelangt in Niveaus der Erdkruste, wo der Druck ein geringerer ist, so explodiert dasselbe und liefert Wasserdampf und vulkanische Aschen und Sande, oder es erreicht die Erdoberfläche und haucht erst hier namentlich bei seinem Erstarren die bis dahin absorbierten Dämpfe aus (vergl. S. 145 und 148).

Aber nicht nur Wasserdämpfe entströmen den Laven und Eruptionscanälen unserer Vulkane, sondern noch eine Fülle anderer Gase und Dämpfe, so schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Stickstoff, Ammoniakgas, namentlich aber Kohlensäure. Diese lassen sich nicht aus der Zersetzung von oben eingedrungener atmosphärischer oder Meereswasser herleiten, entstammen vielmehr, ebenso wie vielleicht ein Teil des Wasserdampfes, direct dem glutigen Erdinnern, in welchem sie absorbiert enthalten sind, so dass dieses ein seit seiner Ballung von Gasen und Dämpfen durchtränktes Magma darstellt (vergl. S. 156). Gleiches gilt

*) Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptionen. Wien 1877. — Tschermak. Über den Vulkanismus als kosm. Erscheinung. Sitzber. d. k. Acad. d. Wiss. zu Wien. 4. Abt. 1877. März. — Daubrée. Eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris 1885. B. II.

naturgemäß von denjenigen Partien des letzteren, welche als Laven oder Eruptivgesteine an die Erdoberfläche gelangen. Diese Durchtränkung der Eruptivmassen durch Liquida bedingt einerseits die Beweglichkeit der ersteren dadurch, dass sie als Lösungs- und Flussmittel für die an und für sich schwer schmelzbaren mineralischen Stoffe dienen, während sie anderseits die krystalline Erstarrung des Magmas in hohem Grade begünstigen.

Gelangt ein derartiges Magma an die Erdoberfläche, so entweicht der größte Teil der Liquida, infolge davon zerspritzt die Lava oder bläht sich auf und erstarrt schlackig, porös und glasig, oder dicht, porphyrisch und nur teilweise krystallinisch. Erkaltet es aber unter hohem Drucke in der Tiefe, so werden die Liquida länger zurückgehalten und es tritt eine gleichmäßig-körnige, vollkrystalline Erstarrung ein. Auf diese Weise können aus dem nämlichen Eruptionsmateriale an der Erdoberfläche Laven und Gläser, porphyrische, felsitische und glasreiche Gesteine (vulkanische Gesteine), — in der Tiefe des Canales vollkrystalline Gesteine (Tiefengesteine, plutonische Gesteine) entstehen*). Die Liparite, Phonolithe, Trachyte, Andesite und Basalte nebst ihren Laven und Gläsern dürften demnach nur die äußersten, an die Oberfläche der Erde reichenden Zweige von Eruptivmassen vorstellen, die in größerer Tiefe unter dem Drucke der darüber lastenden Säule zu granit-, syenit-, diorit-, dolerit- und diabasartigen Modificationen erstarrten. Der structurelle Unterschied zwischen solchen plutonischen und den vulkanischen Gesteinen würde somit nicht auf ihrem verschiedenen geologischen Alter, sondern vielmehr auf ihrem Erstarrungsniveau beruhen. Ihre Altersunterschiede sind demnach nur scheinbare, indem die plutonischen Gesteine fast überall dort, wo sie jetzt zu Tage treten, aus älteren Perioden stammen, weil eben lange Zeiten nötig waren, um die Erdoberfläche bis hinab in das Niveau dieser vollkrystallinen Erstarrungsproducte zu denudieren. Bei jüngeren Eruptionsproducten hat dieser Abtragungsprocess noch gar nicht oder noch nicht so tief eingewirkt, deshalb sind uns die oberen echt vulkanischen Modificationen noch erhalten, gehen aber nach der Tiefe zu in plutonische, vollkrystalline Gesteinsmassen über.

Jedenfalls aber lassen sich die Eruptivgesteine nach dem Orte ihrer Erstarrung und nach ihrer unter den dort herrschenden Verhältnissen erlangten Structur in zwei Hauptgruppen teilen: vulkanische oder Ergussgesteine und plutonische oder Tiefengesteine. Beiden gemeinsam sind die Gänge als Ausfüllung der Zufuhrkanäle des glutigen

* Cotta. Geologie d. Gegenwart. 1866. XX. — Judd. Geol. Magaz. 1875. Bd. II. S. 10. 24. 76 u. Quart. Journ. London 1874. S. 240. 1885. Bd. I. S. 354. — Reyer. Physik d. Eruptionen. 1877. S. 132—146. — Reusch. Über Vulkanismus. Berlin 1883.

Magmas oder als Ausläufer (Apophysen) größerer eruptiver Gesteinskörper *).

Die vulkanischen Gesteine bilden Ströme, Decken, Kuppen und mit diesen in Verbindung stehende Gänge und Tuffe, gehören entweder den jüngsten geologischen Perioden, nämlich der Tertiär- und Jetztzeit an, wie die Basalte, Andesite, Liparite, Trachyte und Phonolithe, und können dann als neo- oder jungvulkanisch bezeichnet werden, oder sie sind die Producte von Gesteinsergüssen älterer Perioden, also paläo- oder altvulkanisch. Zu letzteren gehören die Diabaslager der Silur- und Devonformation, die Lager und Ströme von Melaphyren, Porphyriten, Quarzporphyren und Pechstein innerhalb der Carbon- und Permformation, welche sämtlich außer durch ihre Lagerungsform, durch Tuffbildungen, Glasführung und z. T. auch echt porphyrische und blasige Structur als vulkanische Eruptionsproducte paläozoischer Zeiträume charakterisiert werden.

Im Gegensatze zu diesen bis an die Erdoberfläche emporgedrungenen vulkanischen Gesteinen hat, wie gesagt, das glutflüssige Magma der plutonischen Gesteine die Oberfläche der Erde nicht erreicht, sondern ist in der Tiefe außerordentlich langsam und unter hohem Drucke zu Gängen, Stöcken und Laccolithen mit vollkrystalliner, körniger Structur erstarrt, welche erst später durch andauernde Erosion zu Tage treten, so die Granite, Syenite, Gabbros.

§ 3. Charakteristische Kennzeichen der Eruptivgesteine. Die Entscheidung, ob ein Gestein eruptiven Ursprunges sei, ist in vielen Fällen mit Schwierigkeiten verknüpft, da die älteren als Eruptivmassen angesprochenen Gesteine von den jüngeren echt vulkanischen, bei deren Entstehungsacte der Mensch Zeuge war, in vielen Beziehungen abweichende Gebilde darstellen. Gewisse Structur- und Lagerungsverhältnisse sind jedoch so allgemein an eine eruptive Entstehungsweise gebunden, dass sie, wenn auch nicht jedes für sich allein, so doch, sobald sie ihrer Mehrzahl nach an einem Gesteine auftreten, als maßgebende Anhaltspunkte für deren Genesis dienen können. Als solche durch eruptive Entstehung bedingte Charaktere können angeführt werden:

1. massige Structur, also das Fehlen der Schichtung und schichtenförmiger Wechsellagerung, wie sie bei den Sedimentgesteinen ausgebildet ist, wenn auch plattenförmige Absonderung sowie secundäre Flaserung und Parallelstructur nicht ausgeschlossen sind (vergl. S. 179).

2. Abwesenheit von organischen Resten, während letztere als zahlreiche Einschlüsse, selbst als gesteinsbildendes Material den Sediment-

*) Reyer. l. c. — Rosenbusch. Mikrosk. Physiogr. d. massigen Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 4—12. — Zirkel. Lehrb. d. Petrogr. 2. Aufl. Leipzig 1893. I. S. 636—823.

gesteinen einen ganz bezeichnenden Habitus verleihen, ohne dass jedoch alle geschichteten Gesteine reich an ihnen sein müssten.

3. Säulenförmige Absonderung.

4. Glasige, blasige, schlackige oder mandelsteinartige Structur.

5. Glassubstanz zwischen und Glaseinschlüsse in den krystallinen Mineralelementen des Gesteines, welche nur als Reste oder als von den sich ausscheidenden Mineralindividuen umschlossene Teilchen des glutflüssigen Magmas aufgefasst werden können. Damit verbunden Fluctuationsstructur, wie sie sich in glasigen und halbglasigen Gesteinen (Pechstein, Obsidian), sowie in der glasigen Basis körniger Gesteine (Basalt, Melaphyr) zeigt.

6. Durchgreifende Lagerung, also das Durchsetzen durch andere Gesteine, welches in Form von Gängen oder Stöcken geschehen kann und die Möglichkeit weiterer für die Eruptivgesteine bezeichnender Ausbildungsformen, also die Entstehung von Kuppen, Decken und Strömen und unter gewissen Bedingungen auch der Strato vulkane bietet.

7. Seitliche Injectionen der Eruptivmasse in deren Nebengestein (Apophysen), sowie Umhüllung einzelner von dem Eruptivmagma z. T. aus größerer Tiefe emporgehobener Nebengesteinsbruchstücke.

8. Feinerwerden des Kornes nach den beiderseitigen Begrenzungs-, also Abkühlungsflächen zu, wo sich infolge sehr rascher Abkühlung sogar glasige Structur oder wenigstens eine Zunahme der Glassubstanz einstellen kann.

9. Contactmetamorphosen, welche sich von seiten der Eruptivmasse auf das Nebengestein oder auf umschlossene Fragmente geäußert haben und sich dann in Form von Fritungen, Verglasungen, Verkokungen, Umkrystallisierung und der Bildung der Contactmineralien kund geben.

Von allen diesen Merkmalen ist jedoch nur das Vorhandensein von Glasbasis und Glaseinschlüssen ein untrüglich sicherer petrographischer Beweis für die Eruptivität eines Gesteines.

§ 4. Die vulkanischen Gesteine. Die vulkanischen Gesteine sind aus der Erstarrung von glutflüssigen Magmen hervorgegangen, welche auf Spalten aus der Erdtiefe emporgestiegen sind, sich auf der Erdoberfläche kuppig aufgestaut, decken- oder stromförmig ausgebreitet haben und z. T. gleichzeitig eine Zerspratzung in Sande, Lapilli und Bomben erfahren haben können. Ihre Lagerungsformen sind demnach Gänge, Kuppen, Ströme und Decken (durch spätere Bedeckung von Sedimenten Lager), verknüpft mit Ablagerungen vulkanischen Schuttes.

Die durch diese ihre oberflächliche Erstarrung bedingten, also für ihre vulkanische Natur charakteristischen Eigentümlichkeiten sind: 1. die Neigung zu porphyrischer Ausbildung. Diese beruht darauf, dass sich in

dem emporsteigenden glutflüssigen Magma bereits innerhalb des Eruptionsschlundes Mineralindividuen ausschieden und zu oft beträchtlicher Größe anwuchsen, während der Rest des Glutflusses erst an der Erdoberfläche und deshalb rascher zu einer feinkrystallinen, dichten, felsitischen, glasigen oder glasreichen Grundmasse erstarrte und jene älteren Krystallausscheidungen als porphyrische Einsprenglinge umfasste; 2. die größere oder geringere Beteiligung von Glas an der Zusammensetzung dieser Grundmasse, sowie die Führung von Glaseinschlüssen in den Krystallausscheidungen (vergl. S. 28); 3. die allgemeine Verbreitung von Fluidal-Erscheinungen, in welchen die fließende Bewegung des bereits Ausscheidungen führenden Magmas ihren Ausdruck findet; 4. das Auftreten schlackiger und blasiger Modificationen, erzeugt durch das Entweichen von Gasen und Dämpfen aus der zähflüssigen Lava; 5. die Verknüpfung mit Ablagerungen von vulkanischen Auswürflingen (Tuffen), wie sie durch explosive Zerstäubung des glutflüssigen Magmas erzeugt werden.

Je nachdem die Eruption dieser vulkanischen Gesteine in die jüngsten geologischen Zeiträume, oder in ältere Perioden gefallen ist, unterscheidet man sie als jung- und altvulkanisch. In beiden scheint die glasige Beschaffenheit der Grundmasse ursprünglich eine viel allgemeinere gewesen zu sein, und erst infolge späterer Umwandlungsprocesse einer secundären felsitischen Ausbildung Platz gemacht zu haben (Sauer).

Die Gruppe der jungvulkanischen Gesteine wird gebildet von den Lipariten, den Trachyten und Phonolithen, den Andesiten und Basalten der tertiären und jüngsten Zeit nebst den Gläsern und Tuffen der genannten Gesteine.

Die Gruppe der altvulkanischen Gesteine umfasst die paläozoischen Vorfahren jedes einzelnen Gliedes der jungvulkanischen Gruppe (vergl. die Tabelle auf S. 56 und 57). Den Lipariten entsprechen die Quarzporphyre, den Phonolithen die Eläolithsyenitporphyre, den Trachyten die quarzfreien Porphyre und Minetten, den Andesiten die Porphyrite, den Plagioklasbasalten und Doleriten die Diabase, Augitporphyrite und Melaphyre, den Obsidianen die Pechsteine.

Die Analogien zwischen beiden Reihen beschränken sich aber nicht auf Mineralbestand und Structur, sondern wiederholen sich in den allgemeinen Lagerungs- und Verbandverhältnissen. Wie die jüngeren, so treten auch bereits die altvulkanischen Gesteine als Quellkuppen, namentlich aber ursprünglich als Decken und Ströme, jetzt als Lager auf, welche sedimentären Schichtensystemen regelmäßig eingeschaltet sind, mit ihnen wechsellagern und an allen Biegungen und Knickungen derselben teilnehmen. Auch Tuffbildungen finden wir bei den Eruptionen der Porphyrite, Melaphyre, namentlich aber der Diabase und Quarzporphyre, wieder. Die Melaphyre im Rotliegenden sind größtenteils echte, lavaartig geflossene Ströme mit blasiger

Oberfläche und stehen mit gangartigen Durchbrüchen in ersichtlicher Verbindung. Die Umgebungen der letzteren sind dann zuweilen wahre Aschen- und Schlackenfelder. Mit der Eruption des Melaphyres waren mitunter Auswürfe von schlackigen Bomben verknüpft, welche jetzt, von Sandstein-cement zusammengehalten, die Melaphyr-Bomben-Conglomerate in der Schichtenreihe des Rotliegenden bilden. Ähnliches gilt von den Porphyriten, sowie von den Quarzporphyren, deren z. T. nur geringmächtige, aber über große Flächen ausgebreitete Lager sehr gewöhnlich mit Tuffen vergesellschaftet zu sein pflegen. Letztere haben sich sogar während der Rotliegendzeit local zu wahren, unseren Stratovulkanen entsprechenden Schuttkegeln aufgetürmt (Rochlitzer Berg, Zeisigwald i. S.). Die in älteren geologischen Gebieten aufsetzenden, mitunter meilenlangen Porphyrgänge sind die Ausfüllung von Eruptionsspalten, über welchen sich das empordringende Quarzporphyr-Magma hier und dort zu Quellkuppen aufgestaut oder deckenförmig ausgebreitet hat. Unter ganz entsprechenden Verhältnissen treten die Diabase auf, nämlich als Lager zwischen silurischen und devonischen Schichtencomplexen, z. T. mit gekrösartiger Lavaoberfläche, innig verknüpft mit Mandelsteinen (also früheren blasigen Laven), sowie mit nicht selten Versteinerungen führenden und schlackige Bomben umschließenden Tuffen, während sie anderorts ältere Gebirgsmassen gangförmig oder stockförmig (als »Necks«) durchsetzen.

Nach solchen Beobachtungen unterliegt die vulkanische Natur der Diabase, Melaphyre, Porphyrite und Porphyre nicht dem geringsten Zweifel, gleichgültig, ob ihre Eruption vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden hat: die jetzt lagerartige Gestalt der genannten Gebirgsglieder entspricht den vulkanischen Decken und Strömen der Neuzeit, Kuppen von Quarzporphyr sind vom geologischen Standpunkte nichts anderes, als solche von Liparit, die mandelsteinartigen Varietäten der Diabase und Melaphyre sind nichts, als einstmalige, schlackige und blasige Laven, die Pechsteine sind den Obsidianen ähnliche Erstarrungsmodificationen, die Tuffablagerungen nichts als die Producte vulkanischer, mit den Gesteinseruptionen verknüpfter Aschenregen, ein Teil der Melaphyr-, Quarzporphyr- und Diabasconglomerate besteht aus vulkanischen, nicht selten schlackigen Bomben der betreffenden Gesteinsart, — kurz zwischen allen diesen Gesteinen und den vulkanischen Producten der Jetztzeit ist mit Bezug auf ihre Entstehungsweise nur ein zeitlicher Unterschied.

§ 5. Die plutonischen Gesteine: Granite, Syenite, Diorite, Gabbros und Norite. Die genannten Gesteine sind in Spalten zu Gängen, in Eruptionscanälen zu Stöcken und in unterirdischen Hohlräumen zu Laccolithen, Stocklaccolithen oder Massivs in der Erdtiefe erstarrt, ohne die Erdoberfläche zu erreichen. Mit der Gesteinswerdung in solcher Tiefenlage und unter den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen sind

folgende charakteristische Eigentümlichkeiten der plutonischen Gesteine verknüpft *).

1. Ihre Ausbildung ist eine vollkrystalline (holokrystalline), d. h. ihr ursprüngliches Magma erstarrte zu einem Aggregate von lauter krystallinen Mineralindividuen. Es entbehren somit die plutonischen Gesteine jener für die vulkanischen Gesteine so charakteristischen glasigen oder mikrofelsitischen Zwischenmasse (Basis), ebenso wie der Glaseinschlüsse.

2. Die Entwicklung ihrer Gemengteile erfolgte derartig, dass in der Regel die Bildung eines jeden derselben continuierlich, ohne Unterbrechung und Wiederholung verlief, also derjenigen der anderen Gemengteile vorherging oder folgte. Es gehören dann alle Individuen eines Bestandteiles einer Generation an. Durch diese Art der Ausbildung wird die körnige (hypidiomorphe) Structur der plutonischen Gesteine erzeugt, die sich dann aus fast lauter, durch das Anstoßen an die Nachbarmineralien unregelmäßig begrenzten (xenomorphen, allotriomorphen) Bestandteilen zusammensetzen. Porphyrische Modificationen stellen sich meist nur in deren Grenzzonen gegen das Nebengestein ein. Die Verfestigung beginnt in ersterem Falle mit der Krystallisation der Erze und accessorischen Gemengteile, darauf folgt die Ausscheidung der eisen- und magnesiahaltigen Silicate, dann diejenige der Feldspate und endlich des Quarzes. Die Reihenfolge in der Bildung der Bestandteile ist demnach beim Granit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Turmalin, — Glimmer — Feldspate — Quarz; beim Syenit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit — Hornblende, Pyroxen, Biotit — Feldspate, Eläolith — (Quarz); beim Diorit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit — Hornblende, Biotit — Kalknatronfeldspat — (Quarz); beim Gabbro: Eisenerz, Apatit — Diallag und andere Pyroxene, Olivin — Kalknatronfeldspat.

3. Ausgedehnte Contactmetamorphosen des umgebenden Nebengesteines durch physikalische, seltener durch chemische, stofflich verändernde Einwirkung. Phyllite und Thonschiefer werden von Granit, Syenit, Gabbro und Diorit auf weitere Erstreckung zu Fruchtschiefern, Hornfels, Andalusit-Glimmerfels, Turmalin- und Chiasolithschiefern, — Kalksteine zu oft von Granat, Vesuvian und anderen Contactmineralien erfülltem Marmor umgewandelt.

Häufig ist die Erscheinung, dass ein einheitlicher eruptiver Gesteinskörper eine Differenzierung (Spaltung) in mineralisch und chemisch von einander abweichende, nämlich in basische und saure Glieder aufweist. Hierbei pflegen die kieselsäurearmen Modificationen die Randzonen des Laccolithes oder Stockes einzunehmen, die sauren Varietäten dessen centrale Hauptmasse zu bilden. So besitzt, um nur einige nahe liegende Beispiele

*) H. Rosenbusch. Mikrosk. Physiogr. d. massigen Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 8 u. f.

zu nennen, das Granitmassiv des Brockens eine Randfacies von Diorit und Gabbro, die durch Übergänge mit dem Biotitgranit verbunden sind (Lossen). Das Meißner Massiv gliedert sich in einen Kern und eine breite Randzone von Hornblendesyenit, welche durch Biotitgranit und Syenitgranit von einander getrennt werden. An den äußersten Enden des langelliptischen Massivs geht der normale Syenit in Augitsyenit (bei Gröba) oder in Augitdiorit (bei Tronitz) über (Sauer, Klemm, Beck). Auch der Granititstock von Durbach im Schwarzwald besitzt eine Randfacies von Pinitgranitit und Glimmersyenit (Durbachit). Ganz ähnliche randliche Syenitzonen wiederholen sich an noch anderen Graniten des Schwarzwaldes (Sauer). Mit dem Augitsyenit des Monzoni und von Predazzo stehen basische, schließlich magnetit- und olivinreiche Pyroxenite als randliche Facies in Verbindung (Brögger).

Innerhalb selbständiger Gänge oder als Apophysen nehmen die plutonischen Gesteine nicht selten echt porphyrische Structur an. So z. B. im Harze die Apophysen des Brocken- und Ramberggranites (Lossen), im Erzgebirge diejenigen der Granite von Geyer, Buchholz, Eibenstock (Sauer, Schalch), im Odenwald (Chelius), im Hohwald (Rosenbusch) u. a. a. O. Man hat diese Porphyrfacies des Granites als porphyrischen Mikrogranit oder als Granophyr bezeichnet. In einem ähnlichen Abhängigkeitsverhältnisse stehen die Aplite zu den Graniten, der Tinguait zum Nephelinsyenit, die Minetten und Vogesite zu den Syeniten, sowie die Kersantite und Camptonite zu den Dioriten, und zeichnen sich größtenteils durch ihre Zusammensetzung aus wesentlich ringsum ausgebildeten (automorphen, idiomorphen) Mineralindividuen aus. (Gruppe der Ganggesteine Rosenbusch's.)

§ 6. **Veränderung des Nebengesteines durch Eruptivgesteine (Contactmetamorphose).** Bei dem glutflüssigen Zustande, den die Eruptivgesteine besaßen, als sie von dem Erdinneren aus in die Erdkruste injiziert wurden, ist vorauszusetzen, dass sie auf ihr Nebengestein sowohl wie auf die von ihnen umschlossenen Fragmente des letzteren eine umgestaltende, metamorphosierende Einwirkung ausgeübt haben. Dergleichen Veränderungen werden als Contactmetamorphosen bezeichnet*).

Dieselben sind doppelter Art: 1) von rein kaustischer Natur, also ausschließlich durch die von dem Eruptivgesteine ausgehende hohe Temperatur erzeugt und nur im Contacte mit vulkanischen Gesteinen anzutreffen; — 2) von allgemeinerer, nicht kaustischer Natur und an plutonische Gesteine gebunden. Nur die Umkrystallisierung zu Marmor und dessen Erfüllung mit mineralischen Neubildungen ist den Contactmetamorphosen beider Gruppen von Eruptivgesteinen gemeinsam.

*) J. Roth. Allgem. Geologie. III. S. 27—177. — F. Zirkel. Lehrb. d. Petrographie. I. S. 583.

Rein kaustische Einwirkungen von Seiten vulkanischer Gesteine machen sich zunächst in der Brennung, Frittung, Anschmelzung, Verglasung, Verkokung, Umkrystallisierung und säulenförmigen Absonderung des Nebengesteines und seiner Fragmente bemerkbar*).

Die Erscheinung der Verglasung, Frittung und Brennung zeigt sich in vorzüglicher Deutlichkeit dort, wo vulkanische Gesteine, z. B. Basalte, Bruchstücke ihres Nebengesteines umschlossen haben. Dann sind diese nicht selten in kleine Fragmente zerborsten (>zerspritzt<), zu Glas um- oder angeschmolzen (randlich corrodirt), verschlackt, porzellanartig verhärtet, säulig zerklüftet, rotgebrannt oder entfärbt, ja es kann eine partielle oder vollständige Einschmelzung und Resorption der Einschlüsse bewirkt werden, an deren Stelle dann mineralische Neubildungen treten können. So sind in den Schmelzproducten und Glasrinden von Fragmenten und Mineralspratzlingen innerhalb vulkanischer Gesteine Ausscheidungen von Augit, Hornblende, Cordierit, Feldspat, Tridymit, Rutil, Spinell, Magnetit zu stande gekommen und eben solchen Vorgängen verdanken z. B. die Kalksteinauswürflinge des Monte Somma ihre randliche Einschmelzung in zonar strüerte Aggregate von Augit, Glimmer, Olivin u. s. w. Umschmelzende Einwirkungen zeigen sich ferner z. B. bei den Bruchstücken von Thonschiefer und Grauwacke, welche durch die Vulkane der Vorder-Eifel und des Roderberges oberhalb Bonn im Verein mit Bomben, Aschen und Lapillen ausgeworfen worden sind, ferner bei denen von Glimmerschiefer, Quarz und Gneiß aus den vulkanischen Schlackenanhäufungen des Kammerbühl bei Eger, welche zum Teil mit einer förmlichen Glaskruste bedeckt sind, während z. B. in den Sericitschieferfragmenten aus dem Basalte von Naurod bei Wiesbaden nur die aus Sericit und Chlorit bestehenden Lagen verglast und in Graniteinschlüssen oft nur die Glimmer geschmolzen und die Feldspäte gefrittet worden sind. Anderorts jedoch haben Basalte die Fragmente von Granit, Porphyr, Gneiß randlich oder durch und durch in reines, grünes oder schwarzes Glas umgeschmolzen (Rossberg i. Hessen, Löbau i. S.). Ganz ähnliche Einwirkungen haben die Basalte auf angrenzende Sandsteine, Mergel und Schieferthone ausgeübt, haben die Sandsteine entfärbt, zu einer emailartigen, glänzenden Masse gefrittet (z. B. an der blauen Kuppe bei Eschwege), haben das thonig-kalkige Bindemittel gewisser Sandsteine zu Glas geschmolzen, während die Quarzkörner unversehrt geblieben sind (Oberellenbach in Niederhessen; Wildenstein bei Büdingen), haben Thone und Mergel in Porzellanjaspis oder Ziegel (z. B. bei Weida in Bayern; am Niederrheine) umgewandelt. Ein recht instructives Beispiel einer von Trachyt bewirkten kaustischen Contactmetamorphose liefert der Trachyt-lavastrom des Monte Tabor auf Ischia, welcher nebst seinem Liegenden am

*) F. Zirkel. l. c. III. S. 99.

Nordufer der Insel an der Punta della Scrofa aufgeschlossen und in Fig. 95 wiedergegeben ist. In diesem Profile ist *a* der 10 m mächtige Trachytstrom, mit rauher und zackiger unterer Begrenzungsfläche; *b* = posttertiäre Meeresbildungen, bestehend zu oberst aus grauen, mergeligen Thonen (sogenannter Creta), in den tieferen Niveaus reich an Obsidian- und Bimssteinbomben. Im Contacte mit dem Trachytlavastrom zeigen sich die mergeligen Thone 2 bis 3 m tief vollkommen gebrannt, haben ihre ursprünglich graue Farbe verloren und eine gelbe bis rote Färbung, zugleich aber eine ausgezeichnete, vertical stengelige Absonderungsform angenommen (*b'*).

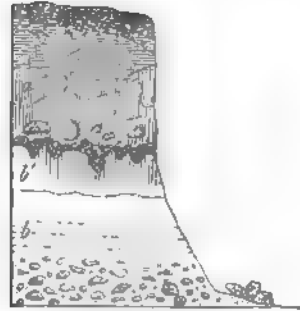


Fig. 95. Contactmetamorphose durch einen Trachytstrom. Punta della Scrofa, Ischia. (H. Crd.)

Sowohl Basalt, Trachyt und Phonolith, wie Melaphyr, Diabas und Porphyry haben an einer großen Anzahl von Punkten Veranlassung zur Verkokung, d. h. zur Umwandlung von Braunkohle in Steinkohle und Anthracit und von Steinkohle in Anthracit und graphitische Substanz gegeben. Ausgedehnter Bergbau hat derartige Verkokung namentlich schön am Meißner, Hirschberg und Stellberg (sü. von Cassel) verfolgen lassen. Das am Meißner im Durchschnitte etwa 25 m mächtige Braunkohlenflöz wird direct von einer Basalt- und Doleritdecke überlagert (siehe Fig. 38, S. 153) und ist im Contacte mit ihr stark metamorphosirt*). Unmittelbar unter dem Basalte liegt eine dünne Schicht von Schwühl, eines stengeligschlackig gebrannten kohligen Thones. Die direct unter ihm lagernde Braunkohle ist in einen schlackigen Kok, seltener in metallisch glänzenden Anthracit mit Streifen von Pechkohle umgewandelt und zu oberst stengelig abgesondert. Darunter folgt eine dichte, dunkle Schwarzkohle, die in die erdige, lockere Braunkohle übergeht. Die Mächtigkeit dieser contactmetamorphischen Zone beträgt 2 bis 5,5 m. Die jurassische Steinkohle von Fünfkirchen in Ungarn ist durch ein diabasartiges Eruptivgestein auf 5 bis 10 cm Entfernung in kokähnliche Masse verwandelt. Ähnliches gilt von der Trias-Steinkohle Virginians und Nordcarolinas. In Schlesien (z. B. Grube Fixstern bei Altwasser) hat der Quarzporphyry, bei Mähr. Ostrau und in der Rheinpfalz der Melaphyr, bei Commeny der Trachyt die Steinkohle in Anthracit umgewandelt.

Eine sehr gewöhnliche Folge der von dem glutflüssigen Eruptivgesteine

*) A. Fr. Moesta. Geol. Schilderung d. Gegend zwischen dem Meißner u. d. Hirschberge in Hessen. Marburg 1867. — F. Beyschlag. Bl. Allendorf. Berlin 1886. S. 27. — A. Uthemann. Abh. d. k. preuß. geol. Landesanst. Heft 7. Berlin 1892.

ausgehenden Erhitzung des Nebengesteines ist seine prismatische Absonderung, wie sie sich in ähnlicher Weise bei den den Schmelzraum umgebenden Gesteinen der Hochöfen auszubilden pflegt und im Contacte von Basalt mit Buntsandstein (Wildenstein bei Büdingen), Quadersandstein (bei Zittau), Thon und Braunkohle (am Meißner), von Trachyt mit Steinkohle (Commentry), von Diabas mit Steinkohle (Fünfkirchen), von Phonolith mit Braunkohle (im nördlichen Böhmen), von Quarzporphyr mit Dolomit (Toscana), mit Steinkohle (Altwasser in Schlesien), von Melaphyr mit Steinkohle (Sulzbach in der Pfalz) beobachtet worden ist.

Ebenfalls nicht selten ist die von Eruptivgesteinen ausgehende Umwandlung gewöhnlicher dichter Kalksteine in zum Teil schneeweißen, krystallinisch körnigen Marmor, wobei die Schichtung verloren geht und die etwaigen organischen Reste derselben verwischt werden. Dies ist z. B. auf der Insel San Jago am Grünen Vorgebirge durch einen Lavastrom geschehen, wo er mit einem ganz jungen, aus Muschelschalen bestehenden Kalksteine in Berührung gelangte; ganz ähnliches wiederholt sich auf der Insel Rathlin an der Küste von Antrim in Irland. Hier werden die Schichten der Kreide von zwei parallelen Basaltgängen dergestalt durchsetzt, dass diese durch ein 12 m breites Zwischenmittel von Kreide von einander getrennt werden (Fig. 96). Diese außerdem noch von einem etwa 0,3 m mächtigen Basalt-

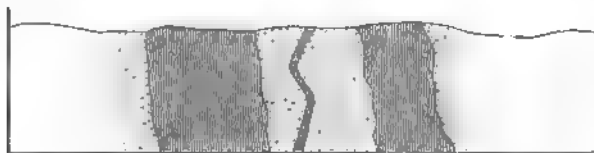


Fig. 96. Kreide im Contact mit Basalt in Marmor umgewandelt.

gänge durchschnittene Zone ist vollständig in Marmor umgewandelt. Dasselbe ist mit der außerhalb der Basaltgänge befindlichen Kreide auf eine Entfernung von über 4 m geschehen, von wo aus ein ganz allmählicher Übergang in die gewöhnliche Kreide stattfindet. Die Versteinerungen sind in der umkrystallisierten Kreide spurlos verschwunden. In ganz analoger Weise sind gewisse Kalksteine der Pyrenäen und Skandinaviens durch Granite und Syenite in Marmor umgewandelt worden. So gewährt z. B. die Schlucht Escabar in den Pyrenäen einen Einblick in eine höchst interessante Form der Contactmetamorphose*). Hier sind silurische Kalksteinfragmente von dem empordringenden Granit umhüllt und in ein höheres Niveau mitgenommen worden. Diese zum Teil etwa 0,3 m großen Bruchstücke sind in ihrem Centrum genau von derselben Beschaffenheit, wie das in tieferen

* F. Zirkel. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 108.

Regionen des Gebirges anstehende Muttergestein, und ebenso wie dieses von dunkelblaugrauer Farbe, nach außen zu aber wird ihr Gefüge immer krystallinischer, ihre Farbe zugleich eine immer hellere, bis schließlich der äußerste Saum des Fragmentes in einer Dicke von etwa 0,02 m aus einem ganz weißen und grobkrySTALLINISCHEN Marmor besteht. In ganz analoger Weise sind nach v. Richthofen die Bruchstücke von Triaskalk im Augitporphyr bei Gröden in Südtirol nach außen in grobkrySTALLINISCH-blätterigen Marmor umgewandelt, im Inneren noch dicht. Die analoge Erscheinung zeigt sich im Contacte mit Basalt an Jurakalken von Streitberg, ferner mit Diabasgängen an den silurischen Kalksteinen der Umgegend von Kristiania, welche hier in schneeweißen Marmor metamorphosiert worden sind. Dass aber in der That dichte Kalksteine durch starke Erhitzung in Marmor umgewandelt werden können, sobald die Kohlensäure nicht entweichen kann, hat A. Becker durch neuerdings von ihm nach Hall's, Richthofen's u. G. Rose's Vorgang wiederholte Versuche bewiesen*). In dicht verschlossenen Gefäßen setzte er Pulver von künstlich gefälltem Kalkcarbonat und von Schlammkreide eine Zeit lang der heftigsten Glühhitze aus, durch welche jenes, jedoch ohne zu schmelzen, in feinkörnigen Marmor umgewandelt wurde. Zu gleichen Resultaten führten die jüngst von H. le Chatelier angestellten Versuche.

Mit der Contactmetamorphose unreinen Kalksteines in Marmor war nicht selten die Ausbildung von sog. Contactmineralien innerhalb des letzteren verknüpft und zwar namentlich von kalkhaltigen Silicaten, wie Granat, Vesuvian, Wollastonit, Skapolith, Prehnit, Epidot, Hornblende, Grammatit, daneben von Spinell, Titanit, Flussspat und Glimmer. Zu den bekanntesten derartigen Contactbildungen gehören diejenigen von Predazzo in Südtirol, wo durch Einwirkung des Augitsyenites (Monzonites) der triadische Kalk in feinkörnigen Marmor verwandelt und letzterer stellenweise bis zu 3 m Entfernung von Brucit, Vesuvian, Granat, Gehlenit, Spinell, Glimmer, Magneteisen imprägniert ist. Ähnliche Contactmineralien finden sich am benachbarten Monzoni im Contacte des dortigen Augitsyenites mit dem in Marmor verwandelten Triaskalke. Dieselben besitzen hier die Neigung zu zonenartiger Anordnung und halten dann im allgemeinen die Reihenfolge Granat — Augit — Serpentin — Brucit mit Kalkstein (Predazzit) inne**). Auch der Tonalit des Adamello hat analoge contactmetamorphische Einwirkungen auf den benachbarten Muschelkalk ausgeübt***). Auf

*) A. Becker. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1885. S. 122.

** C. Doelter. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1875. S. 238. — J. Lemberg. Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 187, und 1877. S. 457. — v. Mojsisovics. Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 367 u. 378. — E. Reyer. Predazzo. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1884. S. 4.

*** R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878. S. 67 u. f. — W. Salomon. Tscherm. min. u. petr. Mitt. XV. 1895. S. 159.

Elba, in Calabrien, in den Pyrenäen u. a. O. tritt ebenfalls Granat im Marmor an dessen Contact mit Granit auf. In besonders großartigem Maßstabe sind derartige und ähnliche Umwandlungerscheinungen im Contacte mit den granitischen und syenitischen Eruptivgesteinen des südlichen Norwegens ausgeprägt*). Am Konerud-Berge, südwestlich von Kristiania, bildet der Granit einen flachen Lagergang im Silur, in welches von dessen unregelmäßig welliger oberer Grenzfläche aus zahlreiche, zum Teil gegen 100 m lange Apophysen auslaufen. Die silurischen Schichten sind durch den Contact mit dem Granit vollkommen metamorphosiert, und zwar die Kalke in Marmor, die kalkigen Thonschiefer hingegen in buntstreifigen Kalksilicathornfels (Kalkhornfels), oder in ein krystallinisch schieferiges Gestein, dessen abwechselnd graue, grüne, braune und weiße Lagen unvollkommen ausgebildeten, schieferigen Massen von Granat, Epidot, sowie gneißartigen Gemengen aus Glimmer, Pyroxen, Quarz und Feldspat entsprechen. Cementnieren, welche in den silurischen Schiefern eingelagert auftraten, sind in braune Granatknollen und in Vesuvian umgewandelt, Graptolithenschiefer in Chistolithschiefer. Die organischen Reste der metamorphosierten Schichten sind oft noch deutlich neben den neugebildeten Mineralien enthalten.

Ganz ähnliche Contactwirkungen hat der dichte Silurkalk von Miltitz i. S. von seiten des Meißner Syenites erfahren, durch welchen er in ziemlich grobkrySTALLINEN Marmor mit Granat, Vesuvian, Epidot, Zoisit, Augit, Hornblende, Biotit, Cordierit und Anthophyllit umgewandelt wurde. Auch der silurische Kalkstein von Berggießhübel i. S. hat durch den Granit eine Metamorphose in Marmor, zum Teil aber auch in Tremolith, Actinolith, Epidot, Zoisit und Magnetit führende Granat-Augitgesteine erlitten**).

Zu der zweiten, nicht rein kaustischen Gruppe von contactmetamorphischen Erscheinungen gehört ferner die Umwandlung, welche die Phyllite und paläozoischen Thonschiefer im Umkreise plutonischer Eruptivmassen, also namentlich der Granite, Syenite und Gabbros erlitten haben (s. S. 290). Innerhalb der Contacthöfe im Schiefer rings um die genannten plutonischen Gesteine läßt sich deutlich eine Zunahme der Intensität der Veränderungen wahrnehmen, welche in geradem Verhältnisse zu der Annäherung an das Eruptivgestein steht. In einem vollständig und normal ausgebildeten Contacthofe verläuft die Umwandlung der Schiefer etwa folgendermaßen. Zuerst stellen sich in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche Körper ein; dieselben nehmen bei größerer Annäherung an Menge und Dimensionen zu und bilden sich zu länglichen,

*) W. C. Brögger. Kristianagebiet etc. Kristiania 1883. S. 324—374.

**) A. Sauer. Erl. z. Sect. Meißen d. geol. Specialk. v. Sachsen. S. 46. — R. Beck. Erl. z. Sect. Berggießhübel. S. 54.

fruchtartigen Concretionen wesentlich von Glimmer, Cordierit oder Andalusit heraus, während gleichzeitig die Schiefermasse eine Zunahme der Krystallinität wahrnehmen lässt, wodurch sich allmählich ihr ganzer Habitus dem der Glimmerschiefer nähert. Schließlich wird der ursprüngliche Thonschiefer oder Phyllit zu einem aus Glimmer, Quarz, Cordierit und Andalusit bestehenden, schuppig-faserigen Andalusitglimmerfels (Cornubianit) oder aber zu einem harten, spröden Hornfels, bei denen meist auch die schieferige Structur vollkommen verloren geht und welche dann scharf gegen den Granit oder Syenit abschneiden*). So lassen sich nach Rosenbusch innerhalb des Contacthofes der Granitite von Barr-Andlau und des Hohwaldes (Vogesen folgende drei Zonen unterscheiden (vergl. Fig. 97): 1. die

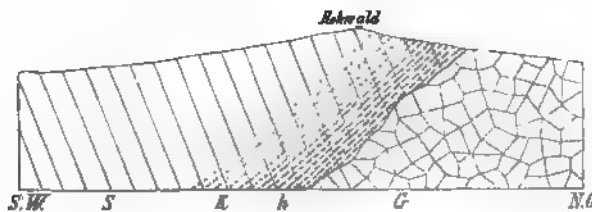


Fig. 97 Profil durch den Contact des Granitites und der Steiger Schiefer am Hohwald in den Vogesen. Nach Rosenbusch.
S = Steiger Schiefer. — G = Granitit. — K = Knotenthon- und Knotenglimmerschiefer. — h = Hornfels.

Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit unveränderter Schiefergrundmasse oder Knotenthonschiefer; 2. die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit deutlich gröber krystallin entwickelter Schiefergrundmasse oder Knotenglimmerschiefer; 3. die Zone der Hornfelse und zwar der vorwiegenden Andalusithornfelse. Die Breite des so ausgebildeten Contacthofes schwankt zwischen 80 und 1200 m. Ähnliche Umwandlungsproducte der Schiefer wiederholen sich in der Nachbarschaft der Granite und Syenite Sachsens, des Harzes, des Fichtelgebirges, Ostthüringens, des Odenwaldes, von Cornwall, der Bretagne, der Pyrenäen und vieler anderer Gegenden.

Die von den Granitstöcken von Eibenstock, Oberschlema, Aue und Lauterbach im Erzgebirge ausgegangene Contactmetamorphose der Phyllitformation haben K. Dalmer, M. Schröder und F. Schalch beschrieben**). Auch hier erleiden die Phyllite eine proportional mit der Annäherung an die eben genannten Granite an Intensität zunehmende Reihe von Veränderungen, an denen sich von außen nach innen folgende Stadien

*) H. Rosenbusch. Die Steiger Schiefer u. ihre Contactzone etc. Straßburg 1877.
— F. Zirkel. Lehrbuch d. Petrographie. Leipzig 1893. II. S. 83.

**) Erläut. z. geol. Specialkarte von Sachsen; Sect. Schneeberg. S. 33; Sect. Kirchberg. S. 25; Sect. Falkenstein. S. 35; Sect. Ölsnitz. S. 45.

unterscheiden lassen: 1. Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse; 2. Fruchtschiefer mit krystalliner Schiefermasse (local Chistolithschiefer); 3. schieferige Glimmerfelse; 4. Andalusitglimmerfels, z. T. auch reich an Cordierit (local Andalusithornfels). Da sich nun die Granite von Eibenstock und Oberschlema in der Tiefe vereinigen, so wiederholen sich diese Contactzonen innerhalb des beiderseits vom Granite begrenzten und zugleich von demselben unterteuften Phyllites nicht nur oberflächlich nach den beiden Ausgehenden des Granites zu sondern auch in verticaler Richtung (Fig. 98), was durch Beobachtungen in

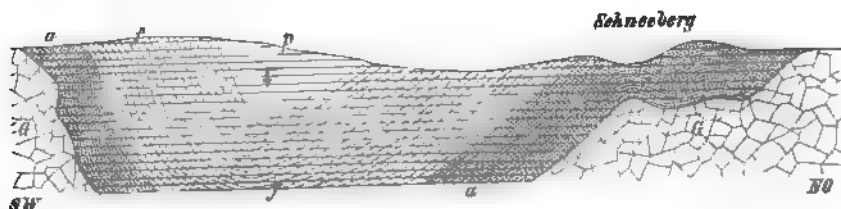


Fig. 98. Profil durch den Contact der Granite von Eibenstock und Oberschlema mit Phylliten bei Schneeberg im Erzgebirge. Nach Dalmer.

G = Granit. — p = unveränderter Phyllit. — f = Fruchtschiefer. — a = Andalusitglimmerfels.

den dortigen Erzbergwerken auf das unzweifelhafteste nachgewiesen werden konnte.

Im Contactbereiche des Meißner Granit-Syenitmassivs und seiner elbthalgebirgischen Fortsetzung sind die südlich angrenzenden cambrisch-silurischen Schiefer in Andalusitglimmerfels, Andalusitbiotitschiefer, Magnetit-Quarzschiefer, Cordierit-Biotitschiefer, Chistolithschiefer und Fruchtschiefer, die Kalksteine in Marmor mit Contactmineralien (s. S. 296), die Kiesel-schiefer in Graphit-Quarzschiefer, die eingelagerten Diabase in Amphibolite, die Diabastuffe in Strahlstein- und Anthophyllitschiefer sowie in Augit-Hornblendeschiefer umgewandelt worden*). Ganz analoge Contactwirkungen hat der Granit des Odenwaldes (z. B. von Lindenfels) auf die ihn ursprünglich überdeckenden paläozoischen Schiefer und Kalksteine ausgeübt, die er in Hornfelse, Kalksilicathornfelse, Graphitschiefer, Graphitquarzite, Muscovit-Biotitschiefer und Marmor (Auerbach) metamorphosiert hat**). Dahingegen kennzeichnet sich der Contacthof des dem Meißner benachbarten Lausitzer Granitmassivs in der untersilurischen Grauwacke durch seine an neugebildetem Feldspat reichen, z. T. vollkommen gneißartigen Biotit-Muscovit-Quarzgesteine, ferner durch seine reichliche Führung von Cordieritknoten,

*) A. Sauer. l. c. S. 40. — R. Beck. Min. u. petr. Mitt. XIII S. 290; N. Jahrb. 1894. II. S. 28..

**) C. Chelius. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. 1895 46. H. S. 33. — Ders. Erl. z. geol. Karte d. Großh. Hessen, Bl. Zwingenberg. S. 8.

sowohl in den schieferigen Contactgesteinen, wie in den krystallin gewordenen Grauwacken (Knotengrauwacken).

Die Contacthöfe der Granitstöcke des Harzes (des Brocken- und Ramberg-Massivs) in den Thonschiefern, Grauwacken und kalkigen Gesteinen des Devons und Culms bestehen nach Lossen zunächst den Eruptivgesteinen aus hellgrauem Hornfels, z. T. schuppig, glimmerschieferähnlich mit viel weißem Glimmer, sowie mit Turmalin und Andalusit; local aus granatführendem Cordieritgneiß. Dann folgen braune, z. T. gebänderte und gefleckte Hornfelse, local granatführend, und zu äußerst Fleck- und Knotenschiefer. Die Kalke und kalkigen Schiefer sind in Kalksilicathornfels mit Vesuvian, Granat, Epidot, Hornblende, Cordierit, Zoisit, Rutil, die eingelagerten Diabase in Amphibolit umgewandelt.

Die gleichen metamorphischen Einflüsse äußern sich im Contacte mit dem Gabbro (z. B. bei Harzburg).

Innerhalb vieler Contactzonen wiederholt sich die Erscheinung, dass schwarze, kohlenstoffreiche Silurschiefer in Chiasolithschiefer umgewandelt worden sind. Einen auffällig hohen Gehalt an Cordierit besitzen die vom Adamello-Tonalit erzeugten Contactgesteine (Salomon, Zeitsch. d. D. geol. Ges. 1890. S. 450).

Eine den altplutonischen Eruptivgesteinen ganz analoge Contactmetamorphose hat der jungtertiäre Dolerit vom Rongstock bei Tetschen an den ihn umgebenden cretacäischen Mergeln und zwar bis zu 800 m Entfernung ausgeübt*. Die erste Contactwirkung besteht in der Härtung der Mergel, dem Verluste ihrer Dünnschieferigkeit, dem Ersatz der organischen Reste durch körnigen Kalk, näher am Doleritstock tritt Epidot in Nestern ein, reiht sich dann zu parallelen Streifen an, ihm gesellt sich Granat zu, bis endlich zunächst dem Contacte dichte Kalksilicathornfelse entstehen.

Charakteristisch für die neugebildeten Bestandteile der Contactgesteine pflegt deren skeletartiger Aufbau zu sein, welcher darin besteht, dass dieselben von rundlichen, meist mikroskopischen Einschlüssen ihrer Nachbarmineralien erfüllt, durchspickt, siebartig durchbrochen sind. Häufig ist auch ihre Form und Aggregierung eine eigenartige, indem sie nicht wie bei den krystallinischen Schiefern zahnartig in einander greifen, sondern mit geradlinigen polygonalen Conturen an einander stoßen und dem Gestein ein bienenwabenartiges Gefüge verleihen.

Die Umwandlung der Schiefer von seiten des Granites und Syenites in die aufgezählten Contactgesteine beruht nach vielen vergleichenden analytischen Untersuchungen nur auf der molecularen Umlagerung der ursprünglichen Schiefersubstanz und in der gleichzeitigen Abnahme des Wassergehaltes, — nicht aber auf der Zufuhr neuer Mineralsubstanzen. Anders

* J. E. Hibsich. Verh. d. k. k. geol. R. Wien 1889. S. 204.

dürfte es sich mit der Bildung der Turmalinhornfelse und Turmalinschiefer verhalten, welche z. B. im Contacte mit dem Albany-Granit in New Hampshire, sowie mit dem Turmalingranit von Eibenstock, dem Granit von Kirchberg und Lauterbach i. S., ferner in der Contactzone des Hohwaldgranites auftreten. Hier scheint eine Zufuhr mindestens von Borsäure und Fluor stattgefunden zu haben. Letzteres gilt auch von der Topasierung, welche sich am Schlusse der Eruption des Granites sowohl auf letzteren, wie auf seine Nachbargesteine geltend gemacht hat (Schneckenstein, Geyer). Eine ähnliche Nachwirkung der Graniteruptionen bestand in der Emanation von Fluor- und Chlorwasserstoff haltigen Wasserdämpfen, welche dem granitischen Magma Verbindungen von Zinnsäure, Borsäure, Kiesel-, Wolfram- und Phosphorsäure entzogen hatten und diese in Klüften und Spalten als Mineralien der an die Granite gebundenen Zinnstein-Ganggruppe absetzten (Pneumatolyse), während zugleich eine Metamorphosierung des Nebengesteines in ebenfalls Zinnstein, Topas und Rabenglimmer führenden Zwitter und Greisen (z. B. bei Altenberg-Zinnwald und Markersdorf i. S.) stattfand *).

Die Contactwirkungen der Diabase **) sind denen des Granites im allgemeinen sehr ähnlich und bestehen in der Herausbildung von Hornfels, Andalusithornfels, Kalksilicathornfels (z. T. mit Granat, Pyroxen und Vesuvian), andalusitführenden Schiefen und Marmor, so z. B. bei Kristiania, in Nassau und an den Pallisaden von New York. Anderorts und zwar namentlich am Harze finden sich als Contactproducte des Diabases grün und rötlich gefleckte Spilosite, grün, grau und rötlich gebänderte Desmonite und dickschieferige Adinole (siehe S. 101 und 106).

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 7. Entstehung und Material der Sedimentärgesteine. Als Sedimentärgesteine bezeichnet man Ablagerungen, deren Material entweder aus einer wässerigen Lösung auskrystallisiert oder mit Hilfe der Lebensthätigkeit von Organismen ausgeschieden worden ist, oder die aus mechanischen Absätzen des Wassers hervorgegangen sind. Die meisten derselben sind Ablagerungen des Meeres, während Schichten, die durch Quellen und Flüsse, in Sümpfen und Seen gebildet wurden, nur eine untergeordnete Stellung einnehmen, wie sich dies aus dem Vergleiche der durch das Meer und die

*) J. H. L. Vogt. Zeitsch. f. prakt. Geol. 1895. S. 145 u. 171.

**) K. A. Lossen. Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 701. — E. Kayser. ebend. 1870. S. 103. — A. Schenck. Verh. d. nat. Vereins d. pr. Rheinlande. Bonn 1884. S. 53. — G. Greim. N. Jahrb. 1888. I. S. 1. — Brögger. Zeitsch. f. Kryst. XVI. 1890. S. 90. — Andreae u. Osann. N. Jahrb. 1893. I. S. 505.

süßen Gewässer eingenommenen Areale ergibt. Man rechnet hierher lediglich Bodensätze chemischen oder mechanischen Ursprunges, schließt aber Gangbildungen und Höhlenincrustationen aus.

Das Material aller Sedimentärgesteine stammt von der Zerstörung älterer, bereits vorhandener Gesteinsmassen durch die chemische oder mechanische Thätigkeit des Wassers. Ursprünglich, also in jenen entlegenen Zeiträumen, während deren sich das erste Wasser auf der Erdoberfläche condensiert hatte, war diese zerstörende Thätigkeit auf die Erstarrungskruste des Planeten beschränkt. Erst nachdem ihr das Wasser auf chemischem, dann auch auf mechanischem Wege Stoffe entzogen und in veränderter Gestalt wieder abgesetzt hatte, nachdem ferner eruptive Massen die Erdkruste durchbrochen und deren Oberfläche erreicht hatten, machte sich chemische Zersetzung und Auflösung, sowie mechanische Wegschwemmung auch auf diese geltend, um aus deren Zerstörungsproducten neue Gesteinsarten abzulagern, welche in späteren Zeiträumen immer wieder demselben Schicksale verfielen. Das Material der ursprünglichen Erstarrungskruste befindet sich demnach, wie aus der Schilderung der geologischen Thätigkeit des Wassers im vorigen Abschnitte hervorgeht, im steten Kreislaufe und erscheint unaufhörlich in neuem Gewande und in neuer Form. Vermehrt und vervielfältigt wird dieses älteste Gesteinsmaterial einerseits durch die zahlreichen Eruptivgebilde, wie sie seit der Entstehung der ersten Erstarrungskruste, freilich in verhältnismäßig geringer räumlicher Ausdehnung, hervorgetreten sind, anderseits durch die Kohlensäure, welche allmählich der Atmosphäre entzogen wurde, und dann in den Carbonatgesteinen oder als Kohlenstoff und Kohlenwasserstoff einen wichtigen Anteil an dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe nahm. Auf dieser sich stets wiederholenden Reproduction des mineralischen Stoffes beruht die verhältnismäßige Einförmigkeit des petrographischen Habitus der sedimentären Schichtenreihe, sowie die Unmöglichkeit, im allgemeinen das geologische Alter eines Sedimentgesteines an seinem petrographischen Charakter zu erkennen.

Die Prozesse der chemischen und mechanischen Zerstörung, des Transportes und Wiederabsatzes des Gesteinsmaterials durch das Wasser sind in vorhergehenden Abschnitten, namentlich S. 194, beschrieben worden. Aus jener Schilderung geht zugleich hervor, dass die Gesteinsbildung entweder in dem einfachen Wiederabsatze gelöster oder mechanisch fortgeführter Substanzen bestehen kann, oder aber, dass sie der Vermittelung von Organismen bedarf. In ersterem Falle erscheint das Gestein als eine bloße Anhäufung von Mineralstoffen und wird minerogen genannt, in letzterem ist es wesentlich oder ausschließlich aus den Überresten organischer Körper zusammengesetzt, also organogen, und wird, je nachdem diese solche von Tieren oder von Pflanzen sind, als zoogen oder als phytogen bezeichnet.

§ 8. Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine. Im Gegensatz zu den Eruptivgesteinen machen sich die Gesteine sedimentären Ursprunges als solche dadurch kenntlich, dass folgende Kennzeichen ihrer Mehrzahl nach vereint an ihnen vorkommen:

1. Schichtung und Wechsellagerung, also der Aufbau einer größeren Gesteinsmasse aus lauter einzelnen, zum Teil vollkommen verschiedenartigen, durch parallele Flächen begrenzten Lagen, Schichten, Bänken, wodurch sich eine successive Ablagerung und Bildung des Gesteines kundgibt. Hand in Hand mit ihr geht oft eine den Schichtenflächen parallele schieferige Structur der Gesteinsmasse. Schichtung vereint mit Wechsellagerung sind untrügliche Eigentümlichkeiten der Sedimentärgesteine. Auf den Schichtungsflächen stellen sich ferner Wellenfurchen, sowie Eindrücke von Regentropfen und Pseudomorphosen nach Kochsalz ein.

2. Das zum Teil den Rest des Gesteinsmaterialies überwiegende Vorkommen von Rollstücken, deren Entstehungsweise ohne Beihilfe des Wassers nicht gedacht werden kann.

3. Das Auftreten der Reste von Tieren und Pflanzen, welche, von Schlamm umhüllt, entweder als Abdruck erhalten oder in Mineralsubstanz umgewandelt wurden.

§ 9. Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges (Klastische oder Trümmergesteine; S. 24 u. 108 ff.). Sie bestehen gänzlich oder doch vorwaltend aus den Fragmenten, Gemengteilen und Verwitterungsrückständen älterer Gesteine, ohne dass jedoch mehr oder weniger reichliche Einschlüsse von organischen Überresten ausgeschlossen wären. Sie werden demnach von durch das Wasser zerkleinerten, zerriebenen, nach ihrer Größe gesonderten und geschlammten Bruchstücken älterer Gesteine gebildet, welche der Mehrzahl nach durch ein weit jüngeres Cement verkittet sind.

Die hauptsächlichsten, die übrigen bei weitem überwiegenden Glieder der sedimentären Schichtenreihe, die thonigen und sandigen Gesteine und neben ihnen die Conglomerate und Breccien gehören dieser Abteilung an.

Mit Bezug auf Entstehung, Transport und Absatz des sie bildenden Gesteinsschuttes muss auf den Abschnitt über »mechanische Thätigkeit des Wassers« S. 226 verwiesen werden. Aus der Zertrümmerung der Gesteine durch den Frost und durch Bergstürze gehen Haufwerke von eckigen Gesteinsbruchstücken, durch Fortschwemmung und dadurch bedingte Abrundung der letzteren Rollstücke, durch fortgesetzten Weitertransport und damit Hand in Hand gehende Zerkleinerung und Sonderung nach der Größe kiesartige Körner, endlich noch kleinere Sandkörner hervor, während die feinsten Schlamnteilchen in noch größere Entfernung getragen und als Schlammschichten abgesetzt werden. Die Größe der

Gesteinsfragmente nimmt demnach mit der Entfernung von ihrem Ursprungsorte ab, ihre Abrundung hingegen in gleichem Schritte zu. Durch die Ablagerung der Rollstücke und Körner entstehen lose Accumulate. Werden die Zwischenräume zwischen ihren einzelnen Geröllen und Körnern durch eingeschwemmtes feines, thoniges oder sandiges Material oder durch den Absatz eines kalkigen, kieseligen oder eisenschüssigen Cementes aus eindringenden Mineralsolutionen ausgefüllt, so dass die sonst losen Fragmente zu einem mehr oder weniger festen Gesteine verkittet werden, so entstehen aus dem Haufwerke von eckigen Fragmenten Breccien, aus denen von Rollstücken gröbere oder feinere Conglomerate, aus den Ablagerungen von Sand Sandsteine, während die Schlammsschichten zu Lehm und Thon verhärten oder durch Überlagerung anderer Gesteinsmassen und den dadurch auf sie ausgeübten Druck zu festem Thon, Schieferthon und Thonschiefer und, falls sie kalkhaltig waren, zu Mergeln und Mergelschiefern zusammengepresst werden und zugleich Schieferung erhalten.

Im ausgedehntesten Maßstabe geht die Ablagerung sedimentären Materials auf dem Boden der Meere vor sich. Außerhalb des schmalen Gürtels von auf den Continentsaum zwischen Hochwasser- und Tiefwasserstand beschränkten Litoralgebilden (Blockwerk, Kiese, Sande, Schlamm, Dünen, Deltas) sind auf dem Meeresboden drei Zonen der Sedimentation zu unterscheiden*). 1. Seichtwasser-Ablagerungen, oberhalb der 180 m-Linie, Kiese, Sand, Schlamm; terrigen, also vom Continent stammend. 2. Tiefsee-Ablagerungen, außerhalb der 180 m-Linie: a) Ablagerungen der Uferzone; auch in ihnen herrschen die feineren terrigenen Producte noch vor; es sind schlammig-sandige Sedimente mit Beimengungen von thonigem, gallertartigem und organischem Material (Kieselskelette, Kalkschalen). Am verbreitetsten ist ein graublauer Sand-Schlamm, der local durch reichliche Aufnahme von Glaukonitkörnchen und Eisenoxydul grünliche, durch solche von Limonitkörnchen braunrote Farbe annimmt. Die Breite dieser Uferzone variiert zwischen 90 und 450 km. b. Ablagerungen der Hochsee (pelagische Sedimente) bestehen namentlich aus rotem Thon, welcher aus feinstem vulkanischen Staub und dessen Zersetzungsproducten, ferner aus einer gallertartigen amorphen Substanz zusammengesetzt ist und häufig Körner und größere Concretionen von Mangansuperoxyd umschließt. Für große Strecken wird der rote Thon verdrängt oder überlagert von organogenem Schlamm (Pteropoden-, Globigerinen-, Radiolarien-, Diatomeenschlamm; siehe diese).

§ 10. Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges. Die sicher als solche erkannten Gesteine spielen von dem Cambrium ab bis auf unsere Zeit mit Bezug auf ihre Mächtigkeit eine verhältnismäßig

*) Murray and Renard. Report on Deep-Sea Deposits etc. London 1894. — Vergl. Futterer. N. Jahrb. 1893, II. S. 284.

untergeordnete Rolle in dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe. Chemischen Niederschlägen durch locale Verdunstung von Solutionen oder durch eingetretene Reaction verdanken (stets abgesehen von Mineralbildungen in Drusen und Spaltenräumen) Kalktuff, Travertin, Erbsenstein, Rogenstein, Raseneisenstein, Bohnerz, sowie manche körnige Kalksteine und Dolomite, ferner Kieselsinter, gewisse als normale Einlagerungen auftretende Spateisensteine und Brauneisensteine, Anhydrit, Gyps und Steinsalz ihren Ursprung. Von diesen ist die Bildung von Kalktuff, Travertin und Brauneisenstein bereits auf S. 216, die von Kieselsinter und Erbsenstein S. 158, die Entstehung der Minerallösungen aber, aus denen sich die sämtlichen genannten Gesteinsarten ausgeschieden haben, S. 197 u. f. besprochen worden. Es bleibt deshalb nur noch übrig, den Bildungsprocess etwas eingehender zu betrachten, aus welchem die Lagerstätten von Steinsalz, Gyps und Anhydrit durch directe Ausscheidung aus ihren Lösungen hervorgegangen sind.

Die Lagerstätten von Steinsalz sind durch unmittelbaren Absatz aus dem Meereswasser oder aus den Gewässern der Binnenseen entstanden, von deren in Lösung vorhandenen Bestandteilen Chlornatrium der hauptsächlichste war. Der durchschnittliche Salzgehalt des Meeres beträgt 3,6 Procent, welcher sich wie folgt verteilt: Chlornatrium 78, — Chlormagnesium 9,4, — Chlorkalium 1,6, — Bromnatrium 1, — schwefelsaurer Kalk 4, — schwefelsaure Magnesia 6.

In ruhig stehenden Salzlösungen sinkt die durch Verdunstung des Wassers an ihrer Oberfläche entstehende stärkere Sole zu Boden und sammelt und reichert sich hier an, so dass eine Zunahme des Salzgehaltes von der Oberfläche nach der Tiefe stattfindet. In offenen, an Strömungen reichen Meeren kann eine solche Concentration nicht vor sich gehen, da einerseits infolge der Strömungen eine stete Mengung der salzreichen und salzarmen Gewässer stattfindet, anderseits die Flüsse das verdunstende Wasser wieder ersetzen. In Binnenmeeren jedoch, denen wenig Flusswasser zuströmt, findet derselbe Vorgang wie in einem Glasgefäße statt, wie hier senkt sich auch in ihnen eine gesättigte Steinsalzlösung auf den Boden, aus welcher Steinsalz auskrystallisiert und durch allmähliche Anhäufung ein Salzlager bildet. In regenreichen Zeiten, wenn die Zuflüsse durch suspendierte Thonteilchen getrübt sind, schlagen sich auf der Steinsalzalagerung Schichten von salzhaltigen Thonsedimenten nieder (Salzthon, Haselgebirge). In trockenen Perioden hingegen, wo mehr Wasser verdunstet als zugeführt wird, entstehen ausschließlich Steinsalzalagerungen, im Laufe der Jahre somit Schichtenfolgen von abwechselnden Steinsalz- und Thonschichten. Enthält das Wasser eines Beckens, in welchem ein solcher Verdunstungs- und Ablagerungsprocess vor sich geht, schwefelsauren Kalk, so musste sich dieser, da der Sättigungspunkt des Wassers durch schwefelsauren Kalk früher ein-

tritt, als der durch Chlornatrium, ausscheiden, ehe der Absatz des Kochsalzes beginnt, der erst dann anhob, als das Meereswasser zu einer gesättigteren Kochsalzlösung eingedunstet war. Daraus erklärt sich einerseits, dass die Unterlage der Steinsalzlagerstätten sehr gewöhnlich Gyps oder Anhydrit ist, sowie dass, entsprechend dem Beginne des zeitweise unterbrochenen Verdunstungsprocesses, Gyps und Anhydrit in Zwischenlagen zwischen den einzelnen Salzsichten auftreten (wie in Stassfurt). Absätze von schwefelsaurem Kalke über solchen von Steinsalz rühren deshalb stets von neuen Wasserzuflüssen her. Finden sich Gyps- oder Anhydritlager als alleinige, nicht von Steinsalz begleitete Ablagerungen, so ist entweder die Verdunstung nicht bis zum Sättigungspunkte des Chlornatriums vorgeschritten, oder das abgesetzte Steinsalz ist durch zufließende Wasser wieder in den aufgelösten Zustand zurückgeführt worden. Dass sich schwefelsaurer Kalk bald wasserfrei als Anhydrit, bald mit Krystallwasser als Gyps abschied, dürfte auf der Tiefe des betreffenden Beckens, also auf der Größe des Druckes beruhen, indem ein solcher von 10 Atmosphären hinreicht, den schwefelsauren Kalk aus seiner Lösung als Anhydrit auskrystallisieren zu lassen. Diese Verhältnisse sind auf dem Boden eines 107 m tiefen Sees gegeben.

Enthalten endlich die Wasser des Binnenmeeres, auf dessen Boden die Steinsalzablagerung vor sich geht, außer Kochsalz und schwefelsaurem Kalke noch leichter lösliche Salze wie Chlormagnesium, Chlorkalium, Chlorcalcium, schwefelsaures Kali, schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia in Solution, so werden sich diese in den durch Verdunstung an Menge abnehmenden Gewässern concentriren und bei steter Ausscheidung des Chlornatriumgehaltes allmählich eine Mutterlauge bilden, aus welcher sie sich erst bei deren vollständiger Verdunstung als feste Masse ausscheiden und zu Boden sinken. Aus dem Eintrocknen eines ursprünglich salzige Bestandteile enthaltenden Binnenmeeres würde nach dem eben Gesagten hervorgehen: zu unterst eine Ablagerung von Gyps, darüber ein Schichtencomplex von Steinsalz mit dünnen Lagen von Thon, Mergel und Gyps und endlich zu oberst eine Ablagerung der am leichtesten löslichen schwefelsauren und Haloidsalze. Ein ganz analoger Vorgang ist der Siedeprocess der Salinen. Er beginnt mit einer Anreicherung der Sole durch Abdunstung, wobei sich Gyps als Pfannenstein absetzt: bei fortgesetztem Einkochen fällt reines Kochsalz nieder, während die leichtlöslichen Salze in der Mutterlauge bleiben und beim weiter fortschreitenden Abdampfen sich ebenfalls ausscheiden würden.

Die beschriebenen Vorgänge können jedoch nur Salzablagerungen von verhältnismäßig sehr geringer Mächtigkeit liefern, da sie sich ausschließlich auf die Ausscheidung des nur 3,6 procentigen Salzgehaltes des in dem eintrocknenden Becken enthaltenen Meereswassers beschränken. Die Entstehung von Salzablagerungen, wie die von Stassfurt und Sperenberg,

deren Mächtigkeit 900 und 1200 m beträgt, wurde nur durch continuierlichen Ersatz der in dem Becken verdampfenden Wasser durch Zuflüsse von neuen salzhaltigen Gewässern ermöglicht. Dies kann entweder durch Flüsse oder dadurch geschehen, dass Meeresbusen von bedeutender Tiefe durch Barren abgeschlossen werden, über oder durch welche immer soviel Meereswasser nachströmt, als an der Oberfläche des Beckens verdunstet. Auf diese Weise können Salzlager gebildet werden, deren Mächtigkeit nur von der Tiefe des abgeschlossenen Busens und von der Dauer der die Salzabscheidung bedingenden Verhältnisse abhängt*).

Ein solcher continuierlicher, durch salzhaltige Flüsse genährter Ablagerungsprocess geht im Toten Meere vor sich. Die Gewässer des letzteren befinden sich im Zustande einer infolge lang andauernder Verdunstung salziger Wasser entstandenen Mutterlauge, deren großer Chlormagnesiumgehalt (65 Procent des Salzgehaltes, dieser 25 Procent des Seewassers) darauf hindeutet, dass sich aus ihr bereits viel Chlornatrium ausgeschieden hat. Da dieser See nur Zuflüsse, aber keine Abflüsse hat, so kann das zugeführte Wasser nur durch Verdunstung entweichen und lässt demnach seinen Salzgehalt in ihm zurück. Der Jordan, der Hauptfluss der sich in das Tote Meer ergießenden Gewässer, ist unverhältnismäßig reich an aufgelösten Bestandteilen und zwar vorzugsweise an Chlornatrium und Chlormagnesium, von denen er in 100 000 Teilen von dem einen 52, von dem anderen 30 Teile enthält, und mit welchen er die den See bildende Lauge fortwährend anreichert. Aus dieser scheidet sich zuerst Steinsalz aus, während Chlorcalcium und Chlormagnesium zurückbleiben. Nun verliert aber das Wasser seine Fähigkeit, Kochsalz zu lösen, in demselben Grade, in welchem sein Chlormagnesiumgehalt zunimmt, die Ablagerung von Steinsalz geht deshalb bei der jetzigen Beschaffenheit des Wassers des Toten Meeres ununterbrochen vor sich, da ihm dieses Salz durch den Jordan und seine übrigen Zuflüsse immerfort zugeführt wird, trotzdem sein Kochsalzgehalt nur 8,34 bis 15,95 Procent beträgt. Wir sehen somit im Toten Meere eine durch fluviale Zufuhr von Salzwasser und durch Verdunstung des Wassers bedingte continuierliche Steinsalzbildung und zugleich die Entstehung einer Mutterlauge vor uns, welche in einer Tiefe von 200 m in 1000 Teilen 253 Teile Salze gelöst enthält und zwar, auf 100 berechnet: Chlornatrium 25,2, — Chlormagnesium 64,75, — Chlorkalium 3,4, — Chlorcalcium 4,3, — Brommagnesium 2, — Kalksulfat 0,3. Aus dem schließlichen Eintrocknen dieser Lauge bei etwaigem Abschluss aller Zuflüsse würde eine wesentlich aus Chlormagnesium, daneben aus Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlorkalium und Brommagnesium bestehende Salzablagerung resultieren.

* C. Ohsenius. Die Bildung der Steinsalzlager etc. Halle 1877. — Ferner N. Acta Leopold. Carol. Acad. 1878. Bd. XL. S. 123.

Ganz ähnliches wie im Toten Meere geht in dem Elton- und dem Bogdo-See vor sich, welche zwischen Wolga und Ural in einer weiten Steppe liegen, in der sich ein Salzgebirge, der Tschaptschatschi, erhebt. Aus diesem fließen eine Anzahl von Salzbächen den genannten Seen zu. Da letztere keinen Abfluss haben und das aufgenommene Wasser durch Verdunstung entfernt wird, so setzt sich das Kochsalz am Boden und an den Rändern der Seen zu festen Bänken ab. Die Bäche führen den Seen außer Chlornatrium auch Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaure Magnesia, sowie zur Frühjahrszeit Schlamm zu. Letzterer bildet dann dünne Lagen zwischen den Kochsalzbänken, während die leicht löslichen Salze das Seewasser bis zur concentrirten Mutterlauge angereichert haben, welche im Eltonsee enthält: schwefelsaure Magnesia 5,32, — Chlornatrium 3,83, — Chlorkalium 0,23, — Chlormagnesium 19,75, — Wasser 70,87.

Der Große Salzsee von Utah ist der letzte Überrest eines ursprünglich 500 km langen, 200 km breiten Seebeckens, dessen Wasserstand, wie alte Uferlinien beweisen, mehr als 300 m über den jetzigen Seespiegel reichte*). Durch Verdunstung schrumpfte derselbe bis in seine jetzigen Grenzen zusammen und enthält jetzt bis 22,3 Procent Salze, und zwar namentlich Chlornatrium. An seinen Ufern scheiden sich feste Salzsichten ab.

Als Beispiel continuierlicher Salzablagerung in einem Busen, dessen verdunstender und salzabscheidender Inhalt statt durch salzhaltige Flüsse durch Zuflüsse von Meereswasser über oder durch eine Sandbarre continuierlich ersetzt wird, kann der Kara-bugas, ein Busen des kaspischen Meeres, angeführt werden, dessen Wasser infolge davon bereits über 29 Procent Salze enthält und dessen Boden von einer sich stets verdickenden Salz- und Gypsschicht bedeckt ist.

Die der geologischen Vergangenheit angehörigen Salzlager müssen auf ganz ähnliche Weise entstanden sein, repräsentieren also einstmalige Binnenseen oder durch Hebungen oder Sandbänke von dem Oceane abgeschnittene Meeresbuchten, deren fluviatile oder marine, die verdampfenden Wasser des Beckens wieder ersetzende Zuflüsse Salze in Lösung enthielten. Daraus geht hervor, dass die Bedingungen zur Bildung von Steinsalzlager gegeben waren, so lange ein Meer die Erde bedeckte, Continente existierten und Oscillationen derselben stattfanden. In der That verteilt sich das Vorkommen des Steinsalzes auf die gesamte Formationsreihe, wie in der S. 37 gegebenen Tabelle gezeigt worden ist. Ähnliches gilt vom Gyps und Anhydrit. Ein höchst instructives Beispiel auf oben beschriebene Weise entstandener Salzlagerstätten ist die von Stassfurt (siehe histor. Geologie: Perm).

§ 11. Organogene (zoogene und phytogene) Sedimentgesteine. In dem Abschnitte über den Einfluss des organischen Lebens auf geologische

*) Gilbert. Lake Bonneville. U. St. Geol. Survey. 1890.

Vorgänge ist S. 269 gezeigt worden, dass die Thätigkeit vieler Tiere und gewisser Pflanzen darauf gerichtet ist, durch Abscheidung von kohlensaurem Kalke, den sie zu ihrem Gerüste oder Gehäuse benutzen, den Gehalt des Meeres an Kalkbicarbonat und an Kalksulfat in stetem Gleichgewichte zu erhalten. Dieselbe Aufgabe wie heute lag ihnen auch in früheren Perioden ob, wir finden deshalb in allen Formationen, welche überhaupt Reste organischer Wesen führen, teilweise oder fast ganz ausschließlich aus mehr oder weniger vollständig erhaltenen kalkigen Teilen ihrer Körper gebildete Kalksteine.



Fig. 99. Gyroporellenkalk aus dem oberschlesischen Muschelkalk. Nach Gumbel.

Die wesentlichsten der gesteinsbildenden Organismen und der vorwiegend durch ihre Vermittelung hervorgegangenen Kalksteine sind nun folgende:

Kalkalgen, — die Nulliporenkalke im Tertiär des Wiener Beckens, Ungarns und Bosniens, Siciliens und Algeriens, sowie in der obersten Kreide von Paris; die Gyroporellenkalk in der Trias der bayerischen und tiroler Alpen, Oberschlesiens, des Vicentinischen, in der Kreide des Libanon (Fig. 99), die Vermiporellen- und Paläoporellenkalk des skandinavischen und baltischen Silurs, ferner manche Oolithe.

Foraminiferen, — die Nummulitenkalke (Fig. 101) und Miliolidenkalke des Tertiär, die weißen Foraminiferenmergel im Pliocän von

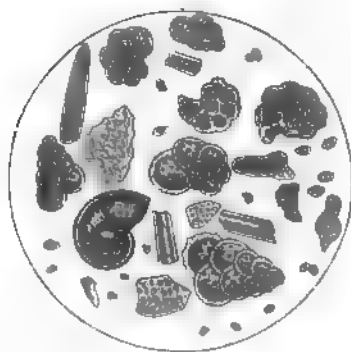


Fig. 100. Geschlämmte Schreibkreide von Meudon mit Foraminiferen (Textularia, Globigerina, Rotalia). 300malige Vergrößerung. Nach Zittel.

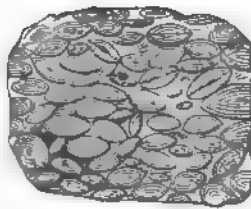


Fig. 101. Nummulitenkalkstein aus dem unteren Tertiär.

Calabrien und Sicilien, die Schreibkreide (Fig. 100), der Kreidetuff und viele Glaukonitsande der cretaceischen Formation, der Fusulinenkalk der marinen Carbonformation.

Spongien, — die Spongitenkalke des weißen Jura von Franken und Schwaben, der Schweiz und Ostfrankreichs.

Polypen, — der Korallenkalk des Obersilurs von Gotland, des Devons von Belgien, des weißen Jura in Hannover, Schwaben, Schweiz und England, der Kreide Jütlands und Seelands, sowie Südfrankreichs.

Echinodermen, — die Encriniden- (Trochiten-) kalke der Trias, die Crinoidenkalke des unteren Carbons.

Mollusken, — die Terebratelbänke, Gervillienbänke des Muschelkalkes, Gryphäenkalke des Lias, Cyrenenkalke des Wealden, Hippuritenkalke der Kreide, Cerithienkalke und Litorinellenkalke des Tertiär.

Würmer, — der Serpulit des Deisters, Bryozoënkalke des Zechsteines, des Ofener Mergels und der oberen Kreide von Mastricht und New-Jersey.

Auch gewisse **Wirbeltiere** haben durch Anhäufung ihrer Skeletteile und ihrer Excremente (Koprolithen) zur Bildung von Gesteinsschichten fast ausschließlich beigetragen. So besteht das Bonebed der obersten Trias aus Knochen- und Zahnfragmenten von Labyrinthodonten und Ganoidfischen, — die Knochenbreccie auf dem Boden mancher Höhlen aus Skeletteilen von Bären und Hyänen, diejenige in Spalten der italienischen und griechischen Kalkgebirge aus Rhinoceros-, Hippopotamus- und Hirschresten, — der Guano z. B. der Peruanischen Inseln aus bis 10 m mächtigen Anhäufungen von Excrementen von Vögeln.

Aus der Verwesung vorzüglich tierischer Reste sind Naphtha, Petroleum und Asphalt hervorgegangen.

Der vegetabilische Ursprung der Braunkohle, Steinkohle, des Anthracites und Graphites ist S. 274 u. f. besprochen worden. Neben diesen und den oben als Hauptrepräsentanten der phytogenen Gesteine genannten Algenkalke treten einige andere mit Hilfe pflanzlicher Lebens-thätigkeit vor sich gegangene Gesteinsbildungen, nämlich die Ablagerungen von Kalktuff, Travertin und Kieselsinter (S. 265), sowie die aus Diatomeenpanzern bestehenden Kieselguhr, Polierschiefer, Tripel (S. 266) stark in den Hintergrund.

§ 12. **Die Entstehung der Kalksteine und Dolomite.** Die hier mit Bezug auf ihre Entstehung zu betrachtenden Kalksteine enthalten fast sämtlich kohlensaure Magnesia entweder nur in Spuren, oder in reichlicherer Menge, so dass sich eine Reihe derselben aufstellen lässt, in welcher der Magnesiagehalt sich allmählich von weniger als 1 Procent bis zum Maximum von 21,75 Procent steigert. Zwischen den echten Dolomiten und den magnesiahaltigen Kalksteinen und reinen Kalken lassen sich somit scharfe Grenzen nicht ziehen. Daraus, sowie aus der engen Verknüpfung und der Ähnlichkeit ihrer Vorkommnisse geht denn hervor, dass normale und magnesiahaltige Kalksteine keine wesentlich verschiedene Entstehungsweise gehabt haben können. Durch einfache Ausscheidung des kohlensauren Kalkes

und der kohlsauren Magnesia aus den im Meere in Lösung befindlichen Bicarbonaten dieser Erden geht die Bildung der gesteinaufbauenden Kalkspat- und Dolomitspatkryställchen jetzt wohl nur ganz local in einzelnen der Verdunstung besonders stark ausgesetzten Buchten vor sich, weil im allgemeinen keine der Bedingungen, unter welchen die Abscheidung derselben aus ihren Lösungen erfolgt, gegeben ist. Bei Kalk absetzenden Quellen findet eine Verdunstung von Wasser und eine Verflüchtigung der nur halbgebundenen Kohlensäure und dadurch eine Ausscheidung des kohlsauren Kalkes statt. Von dem Wasser unserer heutigen Meere jedoch müssten 75 Procent verdunsten, ehe sich kohlsaurer Kalk abscheiden würde, ein Vorgang, der sich nur bei einem eintrocknenden Binnenmeere denken ließe und sich z. B. bei der Eindampfung des Lake Bonneville zum Great Salt Lake thatsächlich vollzogen hat. Ein ähnlicher Process mag sich in einzelnen Meeresbecken der ältesten Perioden bethätigt haben, während deren die damals an Kohlensäure noch reicheren Regenwasser auf die Kalk- und Magnesiasilicate der Erstarrungskruste in hohem Grade zerlegend eingewirkt und dem Meere stark concentrirte Solutionen von Kalk- und Magnesiacarbonaten zugeführt haben mögen.

Neues Licht haben die Forschungen auf dem Grunde unserer Oceane auf die Bildungsweise der Kalksteine der versteinerungführenden Formationen geworfen. Wie auf S. 272 erwähnt, wird der Boden fast aller Oceane von Globigerinenschlamm bedeckt, der aus 50—70 Procent kohlsaurem Kalk, 20—30 Procent Kieselsäure und 10—30 Procent Thonerde besteht. In noch größerer Meerestiefe geht dieses wesentlich aus Foraminiferengehäusen zusammengesetzte, also zoogene Sediment unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure des Meereswassers allmählich in einen aus winzigsten Fragmentchen jener Foraminiferenschalen bestehenden grauen Kalkschlamm über, der bei seiner etwaigen Verfestigung zu Kalkstein nur sehr wenig wohlerhaltene Reste seiner Erzeuger aufweisen und die größte Ähnlichkeit mit marinen Kalksteinen früherer Formationen besitzen würde. Gleiches gilt von dem aus den zierlichen Bauwerken der Korallen durch Einwirkung der Wogen erzeugten Korallensand und Korallenschlamm. Man darf deshalb annehmen, dass es in früheren geologischen Perioden ganz ähnliche zoogene oder phytogene Kalkschlammmassen waren, aus welchen durch Umbildungsprocesse und Verfestigung die Kalksteincomplexe älterer und jüngerer Formationen hervorgegangen sind. Namentlich mag der ursprüngliche Kalkschlamm nachträglich durch die Einwirkung der durch Verwesung gelieferten Kohlensäure eine durchgreifende Umbildung erfahren haben, indem die zoogenen Ausscheidungsproducte in krystallinische Teilchen übergeführt wurden, — ähnlich wie dies z. B. an Korallenriffen zu beobachten ist, wo die von den Wogen zu Pulver zerriebenen Korallensande sich durch Wirkung der Kohlensäure krystallinisch umbilden.

Die Umformung von Algenkalken in dichten Kalkstein unter gleichzeitigem Verlust ihrer ursprünglichen Knollen- und Zellenstructur hat Walther*) an den Nulliporenkalken Siciliens verfolgt und diesen Vorgang auf die Einwirkung der von der verwesenden Cellulose der Kalkalgen gelieferten Kohlensäure zurückgeführt. Die gleiche Entstehungsweise, also Umkrystallisierung mächtiger organogener Kalkbänke mit Hilfe der in ihnen erzeugten (endogenen) Kohlensäure, ist für andere dichte structurlose Kalksteine sehr wahrscheinlich. Nach Obigem würde die Ausscheidung des ursprünglichen Materiales der meisten Kalksteine vom Silur bis jetzt auf die Vermittelung von Organismen, die jetzige structurelle Beschaffenheit dieser Gesteine auf spätere Umbildungsvorgänge (Diagenese) zurückzuführen, ihr Ursprung demnach als ein organogener zu bezeichnen sein.

Was die Rogensteine und Oolithe betrifft, so kann über die Entstehungsweise vieler derselben durch Ausscheidung aus Lösungen ein Zweifel kaum obwalten, da ihre concentrisch-schalige und radial-faserige Structur keine andere Deutung möglich macht, wenn auch der erste Anstoß zum Beginn des lagenweisen Absatzes von einem bereits vorhandenen minerogenen oder zoogenen Körnchen ausgegangen sein mag. Bei manchen Oolithen hingegen erweisen sich die sie zusammensetzenden Kügelchen und Knöllchen als das Product kalkabscheidender mikroskopischer Algen, sind also phytogen. Recente Oolithe sind am Strande von Canaria (v. Buch), des roten Meeres (Walther), Floridas und des Salt Lake (Rothpletz) beobachtet worden.

Complicierter sind die Vorgänge, vermittelt deren aus dem ursprünglich nur geringe Mengen von Magnesiacarbonat-haltigen organogenen Kalkschlamm stark dolomitische Kalksteine und Dolomite resultierten. Hierbei gesellt sich zur Umkrystallisierung des ersteren mit Hilfe der Kohlensäure noch die gleichzeitige Einwirkung der Magnesiasalze des Meereswassers, welche durch den sich innerhalb des Kalkdetritus abspielenden Fäulnisprocess zur Ausscheidung gebracht werden. Für derartige Vorgänge spricht u. a. das Vorkommen ganz jugendlicher Korallen- und Lithothamniendolomite (Dana, Walther, Rothpletz). Auf solche Weise gebildete dolomitische Kalksteine können später noch von der S. 199 beschriebenen Dolomitisierung betroffen werden.

Riffe. Im Gegensatze zu den geschichteten Kalkstein- und Dolomit-complexen repräsentieren die Riffe eine eigenartige Facies der organogenen Gebilde. Es sind ungeschichtete Kalkstein- und Dolomitmassen, welche sich auf verhältnismäßig beschränkter Basisfläche mit mehr oder weniger steiler Böschung schild- bis kastenförmig emporwölben und infolge

*) J. Walther. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329. — Vergl. auch F. Frech. Die Karnischen Alpen. Halle 1892. S. 407.

localer Wucherung mariner Organismen und der Anhäufung deren Reste entstanden sind. Durch eine oft sehr fossilreiche Vorriffzone mit »Überguss-schichtung« wird ihre Verknüpfung mit den gleichalterigen ge-

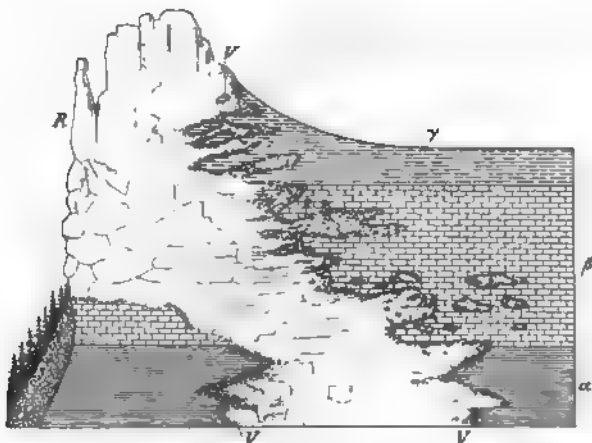


Fig. 102. Spongienriff (R) im unteren weißen Jura der schwäbischen Alb, mit dessen normaler Facies (α , β , γ) durch tief eingreifende und putzenförmige Riffkalke (Vorriffzone V) verknüpft. Links durch Denudation steil abgebrochen. Eberh. Fraas.

schichteten Ablagerungen hergestellt. Als Beispiele sind hervorzuheben die Bryozoönriffe im Zechstein Thüringens, die Diploporenriffe in der oberen Trias der Ostalpen, die Schwammriffe im weißen Jura Schwabens (Fig. 103).

§ 13. Die Ansichten über die Entstehung der archaischen Gneiß- und krystallinischen Schieferformation. Wir haben bisher eine Reihe von Gesteinen betrachtet, deren Ursprung wir größtenteils mit anscheinender Sicherheit erklären konnten. Außer diesen aber existieren an der Basis unserer Formationen mächtige Schichtenreihen von Gneiß, Glimmerschiefern, Phylliten, Hornblendeschiefern, Chloritschiefern, Talkschiefern und Granuliten mit zwischengelagerten Granitgneiß, Marmor-, Graphit- und Erzmassen, über deren Entstehungs- und Bildungsweise die Ansichten der Geologen noch unbestimmt sind und zum Teil weit auseinander gehen*). Wenn auch die untersten, local bloßgelegten Gneiß der Erstarrungskruste zugehören mögen, so kann doch die sedimentäre Entstehungsweise der dann folgenden archaischen Gneiß- und krystallinischen Schiefercomplexe nicht bezweifelt werden: in ihrer Bankung und in der Parallelität, welche das ganze Gesteinsgefüge beherrscht, tritt uns eine ebenso echte Schichtung

* J. Roth. Über die Lehre vom Metamorphismus und die Entstehung der krystallinischen Schiefer. Berlin 1874 u. Allg. Geologie III. 1890 S. 7. — C. W. Gumbel. Ostbayer Grenzgeb. Gotha 1868. S. 166—183, S. 333; Geologie von Bayern. I. Cassel 1888. S. 380. 1056. — H. Rosenbusch. Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. 1889. II. S. 84. — F. Zirkel. Lehrb. d. Petrographie. 2. Aufl. III. 1894. S. 149—184.

entgegen, wie die der versteinerungführenden Thonschiefer, Kalke, Schieferthone und Sandsteine; in Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung wiederholen sich wie im Großen, so oft bis ins Kleinste zahllose Wechselagerungen der verschiedenartigsten Gesteine; zwischen Gneiben und Glimmerschiefern treten regelmäßige Lager von sandsteinähnlichem Quarzit, von krystallinen Grauwacken und von Conglomeraten auf; in größter Regelmäßigkeit und Schärfe wechsellagern Gneibe und Granulite der mannigfachsten Varietäten mit Chlorit-, Talk-, Glimmer-, Quarzit- und Hornblendeschiefern; dazwischen treten Einlagerungen von Serpentin und Granitgneiß, Flötze von krystallinischem Kalkstein, Magneteisenerz und Graphit, sowie Complexe von Graphitschiefern auf, endlich gehen die Gneibe in Glimmerschiefer, diese in Phyllite und diese wiederum nach ihrem Hangenden zu in versteinerungführende cambrische Schichten über, — alles Erscheinungen, welche für eine sedimentäre Entstehung der archaischen Gneibe und krystallinen Schiefergesteine sprechen, wenn diesen auch ebenso wie z. B. dem Silur und Devon Lager von Ergussgesteinen eingeschaltet sein mögen. Ihr heutiger Gesteinscharakter ist jedoch nach Ansicht der Mehrzahl der Geologen nicht der ursprüngliche, vielmehr verlief das anfänglich klastische, nichtkrystalline Material im Laufe der Zeit einer Umwandlung, einer Metamorphose, aus welcher die krystallinische Structur und der petrographische Habitus, wie ihn die Gneiß- und krystallinische Schieferreihe heute zeigt, resultierte.

Diesen Umwandlungsprocess hat man als **allgemeinen Metamorphismus** oder als **Regionalmetamorphismus** bezeichnet. Über die Natur und die Ursachen desselben gehen jedoch auch heute noch die Anschauungen auseinander. Von den Einen wird er als das Resultat der vom glutflüssigen Erdinneren heraufwirkenden hohen Temperatur, von Anderen als das Resultat intensiver Druckkräfte, von noch Anderen als das Resultat hydrochemischer, durch Erdwärme und Gebirgsdruck unterstützter Prozesse betrachtet.

Plutonischer Regionalmetamorphismus. Nach der von Hutton ausgegangenen, später namentlich von Lyell und v. Cotta vertretenen Ansicht sollte der Metamorphismus der ursprünglich normalen Sedimentgesteine die Folge einer langsam wirkenden Erhitzung durch die innere Erdwärme sein, wodurch unter zugleich stattfindendem Drucke der überlagernden Schichtencomplexe eine Schmelzung der untersten und eine innere Umkrystallisierung, Stoffwanderung und Structurveränderung der ein höheres Niveau einnehmenden Schichtgesteine bedingt war. Bei diesem Prozesse wird einerseits den Wassern, welche anfänglich die Poren der Sedimentgesteine anfüllten, die Wärmeleitungsfähigkeit derselben vergrößerten und somit als Vehikel für die Wärme, zugleich aber in ihrem überhitzten Zustande als Auflösungs- und Zersetzungsmittel dienten, anderseits den Gasen

und Dämpfen, welche dem glutflüssigen Erdkerne entweichen und das Gestein durchdringen, als umgestaltenden Ursachen eine Rolle zugeteilt. Die Vorgänge bei dem plutonischen Regionalmetamorphismus würden also ähnliche sein, wie diejenigen der Contactmetamorphosen von seiten der Eruptivgesteine (S. 296), nur dass sie von einem allgemein wirkenden Wärmequell, dem glutigen Erdinneren, ausgehen würden. Da nun der metamorphosierende Einfluss des letzteren von innen nach der Peripherie hin an Intensität abnimmt, so sind die am tiefsten liegenden Schichten am meisten durch denselben beeinflusst und umgestaltet worden. Deshalb liegt Gneiß zu unterst, darüber folgt der Glimmerschiefer, Chlorit-, Talk- und Hornblendeschiefer und endlich der dem Thonschiefer noch ähnlichste Phyllit.

Diese Theorie setzt voraus, dass bedeutende, vom Erdinneren ausgehende Temperaturen allmählich in ein höheres Niveau, nämlich in das durch die Sedimentablagerungen der ältesten Ozeane eingenommene, hinaufgerückt seien, und erklärt dies dadurch, dass infolge einer Erhöhung der Erdoberfläche durch Ablagerung mächtiger Schichtensysteme die constanten Temperaturen der Erdkruste (chthonisothermen Flächen) nach oben gestiegen seien. Auf diese Weise werden die Temperaturen der ursprünglich oberflächlichen Gebilde durch Überlagerung von seiten eines 3300 m mächtigen Schichtencomplexes um 100° C. (siehe S. 10) gesteigert.

Von späteren Anhängern der plutonischen Theorie wurde von einer eigentlichen Umschmelzung der ursprünglichen Gesteine abgesehen und deren Umkrystallisierung auf durch innere Erdwärme überhitzte Gewässer zurückgeführt.

Tectonischer Regionalmetamorphismus. Mehrorts, wenn auch in räumlich engbegrenzten Gebieten, hat sich constatieren lassen, dass normal ausgebildete Schichten, dort wo sie besonders intensiven Druckwirkungen, also complicierten Lagerungsstörungen durch den Process der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, zugleich einen krystallinen Habitus angenommen haben (S. 178). Derartige Beobachtungen gaben Veranlassung, die Erscheinungsweise der gesamten krystallinen Schiefer überhaupt ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben und die Erwerbung ihres krystallinischen Charakters auf energische Stauchung, Faltung und Pressung, welche die ursprünglich klastischen Schichten, wie Thonschiefer, Grauwacken, thonige Sandsteine und Conglomerate, sowie Kalksteine erlitten haben, also auf druckmetamorphische Einwirkung zurückzuführen, wobei z. T. der Umsatz des Gebirgsdruckes in Wärme und die Mitwirkung von auf diese Weise erhitztem Wasser in Anspruch genommen wird. Durch diesen Process können zugleich auch die ursprünglich jenen sedimentären Complexen eingeschalteten Ergussgesteine eine derartige Deformierung zu flaserigen oder selbst schieferigen Quetschungsproducten erfahren haben, dass sie jetzt

z. T. schwer von den benachbarten dynamometamorphen Sedimentgesteinen abzutrennen sind. Verleitet durch den Umstand, dass sich gewisse bis dahin fälschlich als Gneiße und krystalline Schiefer bezeichnete Gesteine als flaserig bis schieferig deformierte Eruptivgesteine herausgestellt haben, ist man sogar soweit gegangen, ganze Gebiete archaischer Gneiße, Granulite und krystallinischer Schiefer als durch Druck metamorphosierte Eruptivgesteine hinzustellen. Mit diesen Hypothesen über so weit gehenden und sich gleichmäßig über gewaltige Areale geltend machenden mechanischen Metamorphismus durch gebirgsbildenden Druck (Dynamometamorphismus) ist freilich die Thatsache schwer in Einklang zu bringen, dass manche hochkrystalline archaische Gebiete eine höchst einfache, wenig gestörte Tectonik aufweisen, während benachbarte Silur- und Devonareale mit ihren Diabas-einlagerungen trotz gewaltsamster Faltung, Knickung, Überschiebung, Verquetschung und Transversalschieferung ihren ursprünglichen Habitus als Complexe von Thonschiefer, Grauwacke, Sandstein und gemeinem Kalkstein nebst Diabasen fast unverändert beibehalten haben (Rheinisches Schiefergebirge, Vogtland).

Hydrochemischer Regionalmetamorphismus. Im Gegensatz zu diesen Ansichten über den Ausgangspunkt und die Vorgänge des Metamorphismus ganzer Schichtensysteme abstrahierte die hydrochemische Theorie des allgemeinen Metamorphismus, wie sie vorzüglich von Bischof gelehrt wurde, von einer plutonischen Hitze- oder Druckeinwirkung, erkannte in langandauernder Durchwässerung die Ursache dieses großartigen Gesteinsumwandlungsprocesses und schrieb dieser die stattgehabte substantielle Veränderung und Umkrystallisierung der metamorphischen Schichten zu. Danach ist dieser Vorgang die sich in der Erdtiefe bethätigende Fortsetzung der in den oberflächlichen Niveaus der Erdkruste als Zersetzung und Auflösung sich geltend machenden chemischen Thätigkeit des Wassers (s. S. 194 u. f.). Letzteres, Kohlensäure und Sauerstoff enthaltend, dringt nach seinem Niederschlage aus der Atmosphäre durch die Gesteine nahe der Erdoberfläche, wo ihm durch stattfindende Oxydationsprocesse der Sauerstoff, durch Zersetzung gewisser Silicate die Kohlensäure entzogen wird, bis beide Gase, nachdem das Wasser einen längeren Weg in die Tiefe zurückgelegt, allmählich ganz aufgezehrt sind, und jene Zersetzungen aufhören müssen. Dahingegen haben sich die Gewässer mit löslichen Mineralsubstanzen beladen, welche, in tiefer liegenden Schichten angelangt, Veranlassung zu Gesteinsveränderungen geben. Auf diese Weise in Lösung zugeführte Alkali- und Kalksilicate verbinden sich mit bereits vorhandenen Thonerde- und Magnesiasilicaten zu zusammengesetzten Silicaten (z. B. Feldspat, Glimmer), welche sich, da dieser Process außerordentlich langsam vor sich geht, krystallinisch ausscheiden. Enthalten einfache Silicate, welche sich mit einander verbinden, Kieselsäure in größerer Menge, als die aus

denselben entstehenden Doppelsilicate, so erfolgt bei diesem Vorgange eine Ausscheidung des Quarzes. Die hydrochemische Gesteinsmetamorphose besteht demnach in der Zuführung von Minerallösungen aus oberflächlichen Niveaus in tiefere, ferner in dem Vollzug gegenseitiger Verbindungen und Zersetzungen zwischen jenen Solutionen und dem durchwässerten Gesteinsmateriale und endlich in der daraus hervorgehenden, langsamen und deshalb krystallinischen Neubildung von Mineralien, also in Summa in der vollständigen Umgestaltung der chemischen Zusammensetzung, der petrographischen Constitution und der Strukturverhältnisse des ursprünglichen Gesteines.

Das Zusammenwirken aller oben erörterten Ursachen der allgemeinen Gesteinsmetamorphose beansprucht diejenige Theorie, nach welcher sich an derselben beteiligt haben: Wasser als chemisches Lösungsmittel, — aus der Erdtiefe stammende höhere Temperatur, um das Wasser zu erwärmen, — Druck, um dessen Lösungsfähigkeit noch mehr zu erhöhen *).

Ein Haupteinwurf gegen die Theorie vom allgemeinen Metamorphismus beruht darauf, dass sie enorme und zwar längere Zeiträume, als z. B. vom Silur bis jetzt verflossen sind, für die Umwandlung der Gesteine voraussetzt, denn alle Formationen vom Silur bis jetzt befinden sich, wo sie normal ausgebildet sind, noch nicht im Zustande des Metamorphosiertseins. Nun enthalten aber alle paläozoischen Formationen, so namentlich auch das direct auf die krystallinische Schieferformation folgende präcambrische und cambrische Schichtensystem, Rollstücke sowohl von Gneißen als auch von krystallinischen Schiefen, welche genau denselben Habitus besitzen, wie ihr Muttergestein. Der beanspruchte langwierige Metamorphosierungsprocess der ältesten Formationen war also beim Eintritt der Erde in die paläozoische Periode bereits vollendet, konnte deshalb keine langen Zeiträume in Anspruch genommen haben. Wäre aber dieses letztere der Fall, so müssten alle unsere paläozoischen Formationen schon längst in krystallinische Schiefer und Gneiß umgewandelt sein.

Außer diesem eben angeführten Grunde haben einige Geologen noch eine Anzahl anderer Bedenken geltend gemacht, welche sie veranlassten, sich dagegen zu erklären, dass überhaupt eine derartige allgemeine Metamorphosierung der ältesten Sedimentärgesteine stattgefunden habe, dass vielmehr deren heutiger Gesteinscharakter ein ursprünglicher sei, — ursprünglich in eben dem Sinne, wie dies Wort von Thonschiefen, Conglomeraten, Sandsteinen und Kalksteinen gebraucht wird. So wird darauf hingewiesen, dass die archäische Formationsgruppe, überall wo sie bekannt ist, sei es in Indien oder Skandinavien, in Canada oder in Bayern, sich in derselben Weise gliedert, den gleichen petrographischen Aufbau besitzt,

* R. Lepsius. Attika. Berlin 1893. S. 180.

ihre einzelnen Schichten dieselben accessorischen Gemengteile führen, sich in ihr die nämlichen Wechsellagerungen der verschiedenartigsten Gesteine wiederholen. Diese Übereinstimmung des petrographischen Charakters einer über 30 000 m mächtigen Schichtenreihe könne nicht das Product eines dem Wechsel und den Zufälligkeiten ausgesetzten Erhitzungs-, Quetschungs- oder Durchwässerungsprocesses sein. Ferner steht die sowohl in dünnen Lamellen, wie in mächtigen Schichtencomplexen wechselnde Gesteinsbeschaffenheit der Glieder der Gneiß- und Schieferformation immer in voller Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung, beides sind von einander abhängige Verhältnisse. Es habe sich mithin das Material successive geändert mit der Änderung der Bedingungen, welche der schichtenmäßigen Sedimentation zu Grunde liegen, und habe unter dem Einflusse der restierenden Mineralsolutionen noch vor der Festwerdung seinen krystallinen Habitus angenommen (Gümbel's Diagenese). Aus einer plutonischen, tectonischen oder hydrochemischen Metamorphose hingegen würden voraussichtlich wolzig in einander verschwimmende, nicht aber oft in geringen, oft nur Centimeter weiten, von Schichtflächen scharf begrenzten Abständen ihren Habitus vollständig ändernde Gesteine hervorgegangen sein.

Trotz noch schwebender großer Schwierigkeiten in der Erklärung des Vollzuges der allgemeinen Metamorphose, gewinnt jedoch die Überzeugung immer mehr Boden, dass die gegenwärtige Erscheinungsweise der archaischen Gneiß- und krystallinischen Schieferformation auf metamorphische Vorgänge zurückzuführen und in dieser eine metamorphe Facies ursprünglich normaler uralter Schichtencomplexe von Thonschiefer, Grauwacke, Sandsteinen und Conglomeraten mit eingelagerten Kalksteinen und Ergussgesteinen nebst deren Tuffen zu erblicken sei.

C. Die äolischen Gesteine.

§ 14. Die durch Windtransport vermittelte Bildungsweise gewisser Tuffe aus in weite Entfernung getragenen vulkanischen Aschen und Sanden, — ferner der Dünen- und Flugsandablagerungen durch Sandtreiben, — sowie des Lößes durch Staubwinde ist bereits in dem Abschnitte über die geologische Thätigkeit des Windes S. 260 bis 265 zur Darstellung gelangt.

Fünfter Abschnitt.

Tectonische Geologie.

Es ist die Aufgabe der tectonischen Geologie, zu erforschen, auf welche Weise die Gesteine, deren Zusammensetzung und Entstehung in früheren Abschnitten besprochen wurde, zum Aufbau der festen Erdkruste benutzt worden sind, welche Form die einzelnen Bausteine besitzen, und wie sie mit einander zu einem großen Ganzen verknüpft sind, — kurz, sie soll den Bauplan, die Architectur der Erde ergründen*).

Die Erdkruste ist aus Gebirgsgliedern aufgebaut. Unter einem Gebirgsgliede versteht man eine größere, durch ihr Material, ihre Form und Lagerung individualisierte, d. h. als selbständiges Ganzes charakterisierte Gesteinsmasse. Material, Form und Lagerung eines Gesteines sind aber das Gesamtergebnis der Entstehungsweise desselben und je nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprunge so durchaus verschieden, dass die Gebirgsglieder nach dieser ihrer Entstehung und den davon abhängigen Verhältnissen in geschichtete und massige gesondert werden müssen. Zu ihnen gesellen sich, räumlich freilich eine sehr untergeordnete, national-ökonomisch aber außerordentlich wichtige Rolle spielend, die plattenförmigen Mineralmassen, die Mineralgänge.

a) Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 1. **Die Schicht.** Die geschichteten Gebirgsglieder bestehen aus einer regelmäßigen Reihenfolge von auf einander lagernden Schichten, unterscheiden sich also von den massigen durch den Besitz einer Schichtung. Eine Schicht ist eine plattenförmige Gesteinsmasse sedimentären Ursprungs, welche von zwei annähernd parallelen, durch den Ablagerungsmodus erzeugten Flächen begrenzt wird. Diese ihre Begrenzungsflächen heißen Schichtflächen. Der für geschichtete Gesteine bezeichnende Parallelismus

*) Über die diese Aufgabe verfolgenden Arbeits- und Untersuchungsmethoden siehe: K. Keilhack. Lehrbuch der praktischen Geologie. Stuttgart 1896.

ist nicht allein in der gegenseitigen Lage der Schichtflächen, sondern sehr gewöhnlich auch in der Parallelstructur der Schichtenmasse selbst, so in leichter Spaltbarkeit, in heller oder dunkler Streifung, in versteinerungsreichen Zonen, in grob- oder feinkörnigen Streifen und in Lagen von Rollstücken ausgesprochen. Eine verhältnismäßig seltene Ausnahme von dieser Regel bildet die Diagonalschichtung, welche in Sandsteinen am häufigsten ist*). Sie besteht darin, dass sich innerhalb einer von parallelen Schichtungsflächen begrenzten Sandsteinbank eine Querschichtung und Streifung zeigt, welche die Bank schräg durchsetzt (siehe Fig. 103). In anderen Sandsteinen, sowie in den lockeren Sanden der jüngsten Perioden ist nicht selten eine ungleichförmige (discordante) Parallelstructur

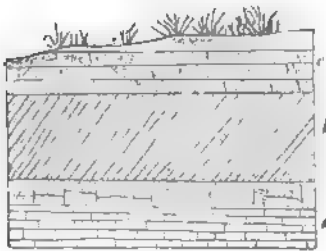


Fig. 103. Diagonalschichtung im Sandsteine (b) von Bahler Neudorf im Thüringer Walde. (H. Crd.)

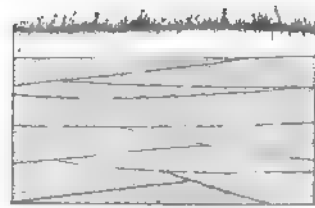


Fig. 104. Ungleichförmige (discordante) Parallelstructur.

in der Weise ausgebildet, dass lauter kleine Schichtsysteme von verschieden orientierter Parallelstructur rasch und regellos mit einander abwechseln und scharf an einander abstoßen (Fig. 104).

Das Schichtenmaterial ist in den meisten Fällen das Product eines Actes des mechanischen oder chemischen Niederschlagsprocesses aus Wasser oder wässriger Lösung, während die Schichtungsfuge einem unvermittelten Wechsel des Gesteinsmaterials, also einer Änderung der Bildungsverhältnisse entspricht**). Damit steht im Zusammenhange, dass Kalkstein- oder Sandsteinschichten sehr häufig durch eine dünne Lage (einen Besteg) von Thon oder Letten getrennt werden und dass auf den Schichtenoberflächen die Reste der einstigen Meeresbewohner in der Lage, die sie auf dem Meeresboden einnahmen, hervortreten. Die Dicke einer Schicht, also der rechtwinkelige Abstand ihrer beiden Schichtungsflächen, wird als ihre Mächtigkeit bezeichnet; sie schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern und bleibt sich selbst bei einer und derselben Schicht nicht immer vollkommen gleich, namentlich nimmt dieselbe nach ihren Rändern zu ziemlich gleichmäßig ab. In diesem Falle nähern sich die

* W. Frantzen. Jahrb. d. k. pr. geol. Land. 1892 S. 438.

** J. Walther. Lithogenesis. Jena 1893. S. 620.

Schichtungsflächen mehr und mehr, bis sie sich endlich schneiden. Diese Erscheinung — das sich Auskeilen einer Schicht — macht sich in der Regel nur bei Vergleichen der Mächtigkeit einer Schicht an mehreren von einander entfernten Punkten bemerklich. Tritt sie in der Weise auf, dass eine Gesteinsmasse von nur geringen Dimensionen allseitig von ihr betroffen wird, so erhält diese letztere eine linsenförmige Gestalt und heißt dann lenticuläre Einlagerung (siehe Fig. 105). Sind die Conturen

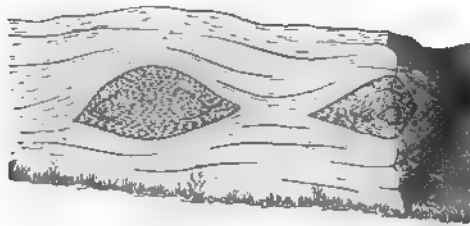


Fig. 105. Linsen, oder lenticuläre Einlagerungen von Amphibolit im Gneiß. Nach Sauer.

solcher Einlagerungen sehr unregelmäßig oder unbestimmt, und besitzen diese gleichzeitig bedeutende Dimensionen, so nennt man sie stockförmige Einlagerungen oder Stücke (z. B. von Gyps, Salz), während man unter Riffen mächtige, ungeschichtete, oft kuppel- oder kastenförmige Kalkstein- oder Dolomitmassen organogenen Ursprungs versteht (s. S. 344), die sich entweder jetzt noch topographisch markieren, oder unter jüngeren, die Niveauunterschiede ausgleichenden Schichtencomplexen begraben liegen. Besonders mächtige Schichten werden als Bänke, Schichten von technisch nutzbarem Gesteinsmateriale als Flötze (z. B. Steinkohlenflötz, Kupferschieferflötz), und wenn ihre Mächtigkeit keine sehr gleichbleibende ist, als Lager (z. B. Eisensteinlager) bezeichnet, obwohl diese Unterschiede nicht streng gehandhabt werden. Die Stelle, wo eine Schicht die Erdoberfläche schneidet, wo also ein rechtwinkliger oder schräger Anschnitt der Schicht entsteht, heißt, falls letztere eine geneigte oder horizontale Lage besitzt, ihr Ausgehendes, falls sie sehr steil aufgerichtet ist oder vertical steht, der Schichtenkopf.

Die Ober- und Unterseite einer Schicht wird durch die Schichtflächen gebildet, deren obere, die Grenze nach der nächst jüngeren Schicht bildende die Dachfläche, deren untere die Sohlfläche genannt wird. Dieselben sind gewöhnlich eben und glatt, bieten aber zuweilen Erscheinungen dar, welche in innigstem Zusammenhange mit der Bildung der Schichten stehen. Hierher gehören: Rippelmarken (sog. Wellenfurchen), Regentropfenspuren, netzförmige Leisten, Pseudomorphosen nach Steinsalz, Tierfährten und mancherlei andere Spuren organischen Lebens. An flachen, sandigen Küsten, sowie in Sandwüsten und Dünengebieten bilden sich durch

den Wellenschlag und das Windgebläse rechtwinklig auf deren Richtung Rippelmarken, nämlich wellige, sich verzweigende, aber immer wieder parallel laufende rippenförmige Erhöhungen und flache Furchen von Sand. Wird die so sculpturierte Oberfläche von neuen Sedimenten bedeckt, so werden die Rippelmarken auf der Dachfläche der Schicht in ihrer wirklichen Gestalt und auf der Sohlfläche der nächst jüngeren Schicht in Form eines Abdrucks erhalten bleiben. In der That finden sie sich auf den Schichtungsflächen vieler Sandsteine und Quarzite. Auf der Oberfläche mancher Gesteinsschichten sind kleine rundliche Eindrücke zu beobachten, welche durch den Aufschlag von Regentropfen auf die ursprünglich schlammigen und sandigen Sedimente hervorgebracht worden sind. Infolge des Trocknens einer frischen Schlammschicht bilden sich netzförmige Risse auf ihrer Oberfläche, welche von den nächsten Absätzen wieder ausgefüllt werden und dann an der Unterseite der neugebildeten Schicht in Leistenform hervortreten. In ähnlicher Weise werden die Fußspuren der Tiere, welche sich über den noch plastischen Schlamm bewegt haben, conserviert.

§ 2. Schichtenreihen. Unter einer Schichtenreihe, Schichtengruppe oder einem Schichtensysteme versteht man eine gleichförmige (concordante) Aufeinanderfolge von Schichten. Die Zusammengehörigkeit der letzteren ist weder allein durch gleiche Versteinerungsführung, noch ausschließlich durch gleichartige petrographische Beschaffenheit, sondern durch gleichzeitige Parallelität (Gleichförmigkeit, Concordanz) der einzelnen einander überlagernden Schichten bedingt. Eine Schichtenreihe ist demnach das Product eines zusammenhängenden, ungestörten Ablagerungsvorganges auf dem Grunde eines Meeres- oder Seebeckens. Die über irgend einer Schicht oder Schichtengruppe befindliche, also bei normalen Verhältnissen jüngere Ablagerung nennt man das Hangende, den unter ihr befindlichen Complex das Liegende jener als Horizont angenommenen Schicht oder Schichtengruppe.

Die Verknüpfung der einzelnen, petrographisch oft durchaus verschiedenartigen, zu einem System vergesellschafteten Schichten kann eine mehr oder weniger enge sein. Am losesten ist dieselbe dort, wo ganz heterogene Gesteinsschichten plötzlich und ohne Übergang mit einander wechsellagern. Der innigste Zusammenhang wird durch den allmählichen Übergang ihres Materials hergestellt. So können cementarme Sandsteine nach ihrem Hangenden zu mehr und mehr thoniges Bindemittel aufnehmen, bis dieses vor den Sandkörnern vorwaltet und sie allmählich ganz verdrängt, so dass die jüngsten Schichten als reine oder sandige Schieferthone dastehen. Conglomerate gehen durch nach irgend einer Richtung eintretende Verkleinerung ihrer Gerölle in Sandsteine, — Kalksteine durch Aufnahme und Überhandnehmen ihres Thongehaltes in Mergel und Thone, — Gneise durch

Zurücktreten des Feldspates und Ausbildung einer schieferigen Structur in Glimmerschiefer über u. s. w. Bei der Verknüpfung petrographisch verschiedener Schichtengruppen oder einzelner Schichten durch Wechselagerung stellen sich zwischen den Schichten einer Gesteinsart anfangs spärliche und dünne Lagen einer anderen ein und nehmen in der Richtung nach dem Hangenden oder Liegenden an Zahl und Mächtigkeit zu, bis sie durch allmähliche Verdrängung der früher dominierenden Gesteinsart schließlich das alleinige Gebirgsmaterial bilden.

Ebenso wie in der Richtung nach dem Hangenden und Liegenden, so können solche Änderungen des Gesteinsmaterials auch innerhalb ein und derselben Schicht sich einstellen. In ersterem Falle erlitten die Ablagerungsverhältnisse in einem Meeresbecken im Laufe der Zeit eine Umgestaltung, in letzterem Falle waren sie gleichzeitig an verschiedenen Punkten desselben Ablagerungsareales verschieden. Es kann dann eine ganz eigentümliche Verknüpfung der resultierenden gleichalterigen, aber verschiedenartigen Schichten stattfinden: die auskeilende Wechsellagerung (Fig. 106). Hier sind zwei Gebirgsglieder, z. B. Kalkstein *A* und Sandstein *B*,

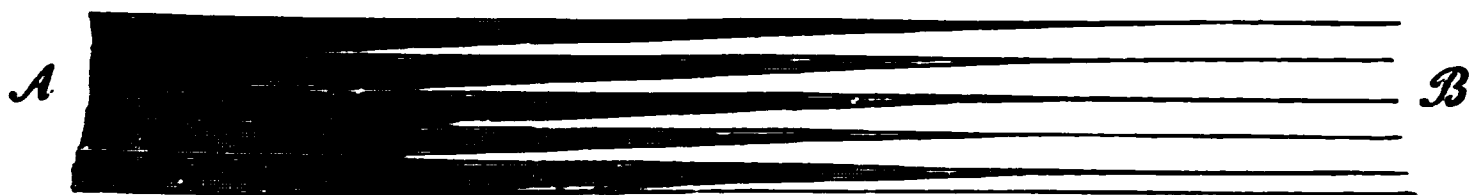


Fig. 106. Auskeilende Wechsellagerung.

in größerer Entfernung von einander rein und selbständig ausgebildet, allein in der Richtung nach dem Sandsteine zu beginnen die Schichten des Kalksteines allmählich schwächer zu werden und sich schließlich auszukeilen, während sich zugleich zwiischengreifende Lagen von Sandstein einstellen und an Mächtigkeit zunehmen, bis sie die Schichtenreihe ganz allein zusammensetzen. Ganz dieselbe Erscheinung bietet sich natürlich dem Beobachter dar, wenn er von *B* nach *A* zu geht, nur dass hier der Sandstein das verdrängte, und der Kalkstein das verdrängende Gebirgsglied ist.

§ 3. **Schwebende Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung.** Alle mit Hilfe des Wassers auf dem Grunde von Meeres- oder Seebecken abgesetzten Schichten hatten ursprünglich eine horizontale oder nur sehr wenig geneigte (schwebende oder söhlige) Lage inne. Verhältnismäßig nur selten haben sie sich dieselbe bewahrt (so die cambrisch-silurischen Schichten des nordwestlichen Russlands, die Kohlenformation in dem Centralgebiete von Nordamerika u. a.), in den meisten Fällen aber haben sie dieselben mit einer secundären vertauscht, d. h. eine Schichtenstörung, eine Dislocation erlitten.

Die Störung der ursprünglichen Lagerungsform der Schichten offenbart sich 1. durch deren einseitige Aufrichtung, 2. durch ihre Faltung oder

Knickung, 3. durch zonenweises Absinken und damit verknüpfte Abbiegung und Schleppung, 4. durch ihre Zerspaltung und Verwerfung oder Überschiebung*). Die Ursache dieser Störungen des Schichtenbaues der Erdkruste ist vor allem zu suchen in der Stauchung der oberflächlichen Schichten durch Horizontalschub, sowie in der Verschiebung einzelner Schollen der Erdrinde auf Spalten, — Vorgänge, die sich sämtlich auf die Contraction des sich abkühlenden Erdinneren, also auf den Process der Gebirgsbildung zurückführen lassen (S. 171).

Bei einfacher oder einseitiger Schichtenaufrichtung haben die Schichten statt der anfänglich söhligen eine mehr oder weniger geneigte, oft sogar senkrechte, zuweilen selbst überkippte Stellung erhalten. Dass diese nicht ihre ursprüngliche, sondern eine erst später eingenommene ist, dafür spricht außer unseren Vorstellungen von der Sedimentbildung auch das Vorkommen von flach linsen- oder plattenförmigen Rollstücken in steil stehenden Schichten, wo sie über einander, ihre scharfen Ränder einander zugekehrt, ihre größten Achsen parallel den Schichtungsflächen liegend angeordnet sind. In dieser Stellung können sie unmöglich abgelagert worden sein, müssen dieselbe vielmehr erst später erhalten haben. Zu dem nämlichen Schluss führt die horizontale oder stark geneigte Lage fossiler, noch an ihrem Wurzelwerke haftender Baumstämme, welche rechtwinkelig auf steil aufgerichteten Schichten stehen. Sie vertauschten ihre ursprünglich verticale Stellung, nachdem sie schon längst von Gesteinsmaterial umhüllt worden waren, infolge der Aufrichtung der Schichten mit einer horizontalen.

Senkrechte Schichten bezeichnet man als auf dem Kopfe stehend; setzte sich die Bewegung, aus welcher diese verticale Stellung hervorging, noch weiter fort, so gelangte die betroffene Schichtenreihe zu einer überkippten Lagerungsform, indem die Schichten immer steiler aufgerichtet und endlich überstürzt wurden, sodass jetzt die untersten zu oberst liegen. Solche Ereignisse haben z. B. die Schichtengruppe des Harzrandes bei Goslar und Oker betroffen, wo die Kreide vom weißen Jura und dieser vom braunen Jura und Lias, letzterer von den älteren Formationen bis zum Devon überlagert wird, während ursprünglich gerade die umgekehrte Lagerungsfolge stattfand.

Wechselagern beim Eintritt einer derartigen Aufrichtung bereits fest gewordene Gesteinsschichten (Fig. 107 A und C) mit solchen von noch biegsamer Beschaffenheit (B), — ein Zustand, in welchem sich z. B. als Schlamm abgesetzte Thone lange Zeit erhalten, — so entsteht ein Drängen ihrer Masse von oben nach unten, infolge dessen die noch plastischen Schichten

*) Über die Bezeichnung und Definition dieser Störungen vergl. Heim u. de Margerie. Die Dislocationen d. Erdrinde. Zürich 1888.

die auffallendsten Windungen und Faltungen annehmen können, trotzdem sie zwischen Bänken von vollkommen paralleler Lage eingeschlossen sind.

Von gleicher geologischer wie technischer Wichtigkeit ist die Bestimmung der Lage oder Stellung aufgerichteter Schichten. Dieselbe wird möglich durch Festlegung zweier auf der Oberfläche der letzteren gezogenen graden Linien. Zu der einen derselben wählt man die in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie (Streichlinie, *st*, Fig. 408), zu der zweiten die Linie der größten Neigung der Schichtungsfläche gegen den Horizont (Falllinie, *fa* der nachstehenden Fig. 408); beide stehen rechtwinkelig auf ein-

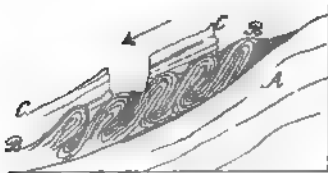


Fig. 107. Schichtenentwischung.

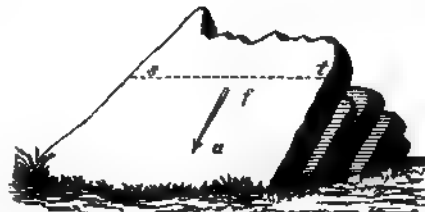


Fig. 108. *st* Streichlinie, *fa* Falllinie.

ander. Unter der mit dem Kompass aufzunehmenden Himmelsrichtung der Streichlinie versteht man das Streichen der Schicht, unter ihrem Fallen die Neigung derselben gegen eine Horizontale.

Das Streichen einer Schicht wird wie folgt genommen: Man denke sich eine in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie, halte ihr die festliegende Nord-Südlinie der Kompassplatte parallel und constatiere, auf welchen Teilstrich des Gradbogens die Nordspitze der Magnetnadel sich einstellt. Dann zähle man die Anzahl der Grade von diesem Teilstriche bis zum nächsten Endpunkt der festliegenden Nord-Südlinie, bemerke, ob man dabei von der Nordspitze der Magnetnadel aus in östlicher oder westlicher Richtung gegangen ist, und drücke endlich das auf diese Weise beobachtete Streichen aus als: N so und so viel Grad nach W oder O (z. B. N 45° O = NO). Nur statt N 90° O oder N 90° W pflegt man O oder W zu sagen.

Der bergmännische Kompass wird in 2 mal 12 Stunden (horae) geteilt, wobei die Stunden 12 in den Nord- und Südpunkt des Kompasses gelegt werden. Man zählt nun die Stunden von N nach O und von S nach W, so dass die Ost-Westlinie der Stunde 6, die Nordost-Südwestlinie der Stunde 3, und die Nordwest-Südostlinie der Stunde (hora) 9 entspricht.

Bei dem auf diese Weise erhaltenen Streichen hat man die Declination der Magnetnadel außer Acht gelassen. Um dieses sogenannte observierte Streichen auf den wahren Meridian zu reducieren, muss man die Anzahl der Grade der Declination (für Deutschland gegenwärtig etwa 13 Grad und zwar gen W) von dem observierten Streichen abziehen, falls dasselbe ein

im allgemeinen nordöstliches ist, dahingegen solche zuzählen, falls das beobachtete Streichen ein nordwestliches ist.

Bei der Bestimmung des Fallens der Schichten hat man zweierlei, nämlich die Richtung und die Größe oder den Grad desselben anzugeben. Die Richtung bestimmt sich sogleich, wenn man bei der Beobachtung des Streichens darauf achtet, nach welcher Seite der Streichlinie die Schicht einschießt. Die Größe des Fallens, oder den Neigungswinkel der Falllinie gegen den Horizont bestimmt man mittelst eines kleinen Pendels, welches an einem auf dem Kompassboden selbst eingravierten Gradbogen die Größe des Neigungswinkels anzeigt. Bei horizontal liegenden Schichten kann natürlich weder von einem Streichen noch von einem Fallen die Rede sein, denn sie streichen nach allen Weltgegenden zugleich und haben gar kein Einfallen.

Die Mächtigkeit einer aufgerichteten Schichtenreihe erhält man, indem man entweder den rechtwinkeligen Abstand der Begrenzungsflächen der einzelnen Schichten misst, oder indem man die Ausdehnung ihres Ausgehenden in rechtem Winkel auf ihr Streichen misst und den Fallwinkel beobachtet, durch trigonometrische Berechnung aus diesen Factoren.

§ 4. **Schichtenstörungen durch Faltung.** Biegungen einer Schichtenreihe äußern sich dadurch, dass entweder die Randzonen oder die centralen Partien des von horizontalem Zusammenschub betroffenen Areales eine Auftreibung erleiden. Im ersteren Falle entsteht eine im Querschnitte rinnenförmige, im zweiten Falle eine sattelförmige Biegung jeder einzelnen Gesteinsschicht, erstere Lagerungsform nennt man eine Mulde oder Synklinale (*ST*, Fig. 109), letztere einen Sattel, ein Gewölbe oder eine Antiklinale (*A* und *AT*, Fig. 109). In dem Profile sowohl einer Mulde,

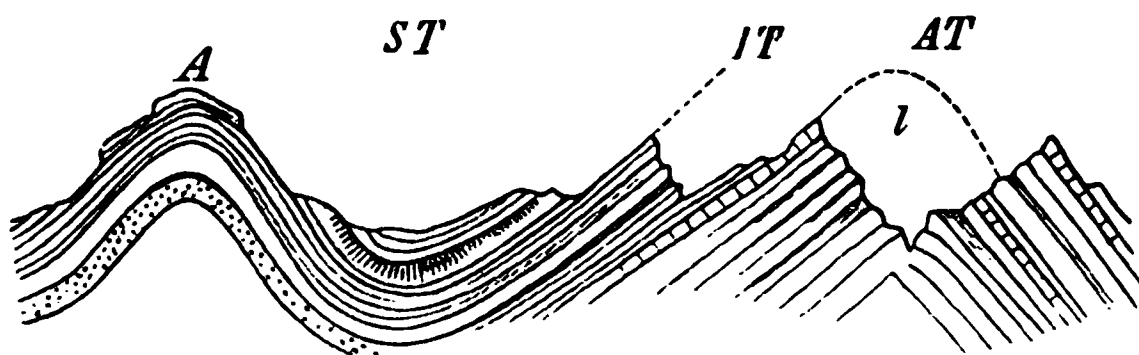


Fig. 109. *A* und *AT* = Sattel; *ST* = Mulde; *l* = Luftsattel.
Nach Heim.

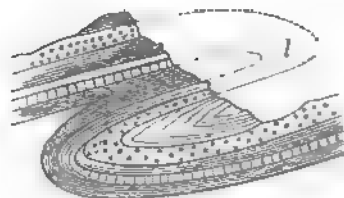
wie eines Sattels erscheint jede Schichtenreihe zweimal, und zwar in entgegengesetzter Richtung (widersinnig) einfallend. Diese beiden Teile einer gebogenen Schichtenzone bezeichnet man als Flügel. In einer Mulde fallen die Flügel von beiden Seiten nach einer Mittellinie (Synkinal- oder Muldenlinie) zu (∇), — in einem Sattel von der Antiklinal- oder Sattellinie nach beiden Seiten ab (\wedge).

Ein Sattel und eine Mulde, die sich an einander schließen, bilden eine Falte. Jede Falte hat einen beiden Biegungen gemeinsamen Mittelschenkel und zwei Seitenschenkel (\sim). Eine größere oder geringere Anzahl paralleler Falten können zu einem Falten-system verknüpft sein, welches dann seinen topographischen Ausdruck als Gebirge findet (vergl. Fig. 48 u. 49, S. 173 und Fig. 50, S. 174).

Man kann stehende, schiefe und liegende (überkippte) Falten unterscheiden. Bei einer stehenden Falte sind die Flügel symmetrisch zu den Mittellinien des Sattels und der Mulde gestellt, so dass sie unter ungefähr gleichen Winkeln einfallen (Fig. 109). Schiefe Falten sind nach einer Seite geneigt (Fig. 110), liegende Falten sogar vollkommen übergelegt, so dass ihre Flügel eine fast völlig horizontale Lage erhalten können



Fig. 110. Schiefe Falte. Nach Heim.

Fig. 111. Liegende Falte. Nach Heim.
(Luftsattel).

(Fig. 111). In letzterem Falle wiederholt sich die nämliche Schichtenreihe dreimal über einander, jedoch so, dass die einzelnen Schichten jedesmal in umgekehrter Lage und Reihenfolge auftreten. Als eine der großartigsten derartigen Erscheinungen schildert Heim die Glarner Doppelfalte^{*)}. Wie der Name andeutet, stellt dieselbe zwei liegende Falten dar, welche

Fig. 112. Die Glarner Doppelfalte zwischen Sernfthal und Vorderrheintal. Nach Heim.
e = Verucano (= Sernist = Permo-Carbon); j = Trias- u. Juraformation; c = Kreideformation; e = Eocän.

von beiden Seiten her derartig gegen die Mittellinie des Centralmassivs übergebogen sind (Fig. 112), dass die älteren Schichten die jüngeren und

^{*)} A. Heim. Untersuch. über d. Mechanismus der Gebirgsbildung etc. Basel 1878. Bd. I. S. 126—244. — Geologie d. Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Basel 1894. — Vergl. auch A. Baltzer. Der Glärnisch. Zürich 1873. S. 35—59. — Siehe jedoch S. 332 A. Rothpletz.

zwar in der nördlichen, nach S überliegenden Falte in 46 km, in der südlichen, nach N überhängenden Falte in 43 km Breite überlagern. Bei Überbiegung beider liegenden Falten sind deren Mittelschenkel ausgewalzt, z. T. in Fetzen zerrissen, local völlig ausgequetscht worden. In Folge dieser Dislocationen sind in dem ganzen von ihnen betroffenen Alpengebiete vom Calanda bis zum Tödi und vom Vorderrhein bis an den Walensee die Thalgründe in den jüngsten (eocänen) Schichten ausgewaschen, während die sie überragenden Berggipfel aus den älteren Gesteinen gebildet werden, welche normal zu unterst liegen sollten. Auch die höchst complicirten Lagerungsverhältnisse, namentlich des Gneißes und des Jurakalkes im Berner Oberlande (Fig. 113), sind z. T. als derartige liegende, oft verzerrte Falten zu deuten*). So besteht der Gipfel der Jungfrau 800 m hoch aus überschobenem Gneiß, die schroffen Abstürze unter demselben aus jurassischem Kalkstein, welcher in 2 großen Falten in den Gneiß eingeknetet ist, und unter welchem der letztere wiederum hervortritt. Der höher liegende der beiden jurassischen Faltenkeile dringt, sich fortwährend verschmälernd, über 2 km, der untere bei 400 m Mächtigkeit 1900 m tief in den Gneiß ein (Baltzer).

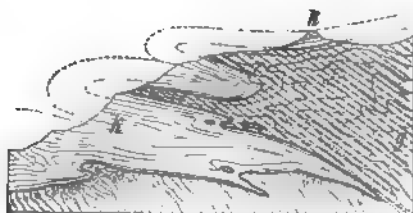


Fig. 113. Verzerrte liegende Falten von Jurakalk (k) zwischen dem Gneiß (g) des Berner Oberlandes. Der Gneiß mit durch falsche Schieferung verwischter Schichtung. Nach Baltzer.



Fig. 114. Faltenverwerfung.

Bei besonders intensiver Faltung kann der Mittelschenkel einer Falte zerreißen und zuletzt vollständig ausgequetscht werden (Fig. 114), so dass der hangende Flügel jeden Zusammenhang mit dem liegenden verliert und gegen diesen auf einer Rutschfläche in die Höhe geschoben erscheint (Faltenverwerfung, bei sehr flacher Lage der Gleitfläche Faltenüberschiebung).

Eine an Sätteln gewöhnliche Erscheinung ist die, dass deren obere Umbiegungen, also die Sattelhänge, durch Verwitterung zerstört und durch Denudation abgetragen sind, so dass die beiden Sattelflügel ihres ursprüng-

*) A. Baltzer Der mechanische Contact von Gneiß und Kalk im Berner Oberland Bern 1880. — Ders. Das Aarmassiv u. s. w. Bern 1888. — Ferner: N. Jahrb. 1885. II. S. 23.

lichen Zusammenhanges beraubt erscheinen. Man bezeichnet derartige verschwundene, behufs Deutung der Lagerungsverhältnisse zu reconstruierende Sattellücken als Luftsättel (vergl. Fig. 409, 411, 412, 413 u. 415).

Bei der antiklinalen sowohl wie bei der synklinalen Lagerungsform kann der Neigungswinkel der beiderseitigen Flügel zwischen wenigen und 90 Graden, der Schichtenbau selbst zwischen flachen Falten und auf dem Kopfe stehenden Schichtenzonen schwanken. Letztere Erscheinung stellt sich namentlich häufig bei den ältesten Sedimentärformationen, jedoch auch bei den Ablagerungsproducten jüngerer Perioden, vorzüglich dort ein, wo sie am Aufbau der inneren Zonen von Kettengebirgen teilnehmen. Dann besteht das ganze Schichtensystem aus lauter scharf zusammengestauchten Antiklinalen und Synklinalen, deren Flügel parallel oder fast parallel neben einander stehen (Isoklinalfalten). Eine solche Bauart kann zu der Täuschung führen, dass man eine außerordentlich mächtige, regelmäßige Aufeinanderfolge von Schichten vor sich zu haben meint, während es doch nur eine mehrfach gefaltete und zusammengepresste Schichtenreihe ist, deren Glieder sich mehrmals wiederholen. Die in bestimmten Entfernungen regelmäßig erfolgende Wiederkehr



Fig. 115. System von Isoklinalfalten mit Luftsätteln.

identischer Formationsglieder, wobei deren Hangendes und Liegendes in entgegengesetzter Richtung repetiert (*a, b* und *b, a* in Fig. 115), lässt meist mit ziemlicher Sicherheit auf das Vorhandensein solcher Schichtenstörungen schließen. Geht die Zusammenschiebung noch weiter, so weichen

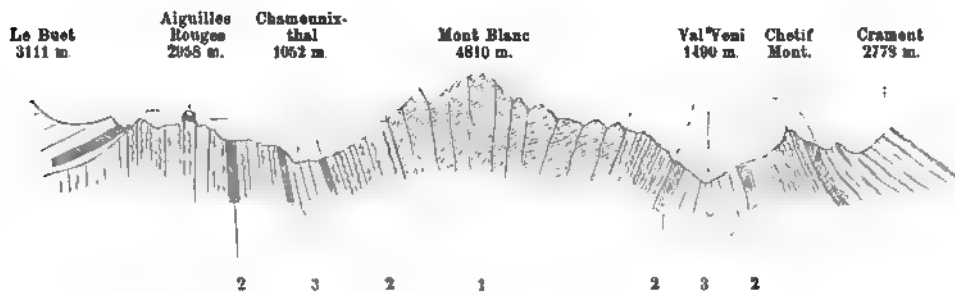


Fig. 116. Profil durch den Montblanc-Stock. Nach Favre.

1 Gneiß. 2 Krystallinische Schiefer in fächerförmiger Stellung. 3 Jura als eingeklemmte Fächermulden.

die oberen Teile der Sattelflügel nach außen aus, so dass eine fächerförmige Schichtenstellung resultiert, wie sie namentlich die aus Gneiß und krystallinischen Schiefern bestehenden Centralmassivs der Alpen beherrscht (Fig. 446).

Ähnliche Erscheinungen wie im großen wiederholen sich innerhalb solcher Schichtencomplexe, welche einem starken seitlichen Drucke ausgesetzt waren, auch im kleinsten Maßstabe und zwar oft im dichtesten Gedränge neben einander. Man bezeichnet dieselben als Runzelung, Fä-

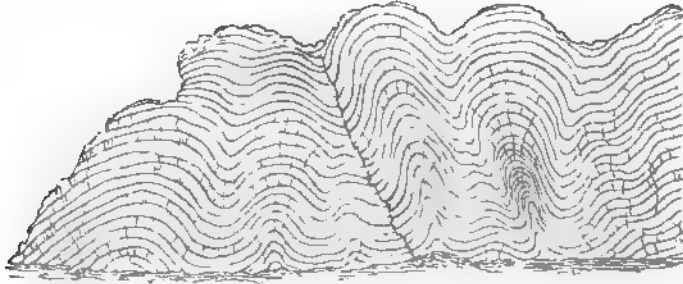


Fig. 117. Schichtenwindungen des Kieselchiefers bei Lautenthal im Harze.

telung, gekrümmte Windungen, Schichtenbiegungen, zickzackartige Knickungen (Fig. 117).

Wir haben bis jetzt nur geradlaufende Faltungen, also langgestreckte, mulden- und sattelförmige Biegungen der Schichtenreihen betrachtet. Bei umlaufendem Schichtenbau, also wenn sich die Streichrichtung beständig in demselben Sinne ändert, d. h. einen Bogen oder eine in sich zurücklaufende krumme Linie beschreibt, stellen sich die aus gleichartigen Störungsursachen hervorgehenden Lagerungsverhältnisse einerseits als becken-, andererseits als kuppelförmig dar. Bei Becken oder Bassins haben wir synklinalen, bei Schichtenkuppeln antyklinalen Schichtenbau vor uns; in ersterem Falle repräsentieren die einzelnen Glieder der Schichtenreihe lauter in einander gesetzte, mehr oder weniger tiefe Teller, so dass die Schichten alle einem, dem tiefsten Punkte zufallen, bei letzterer Lagerungsform lauter meist flache Glocken oder Kegel, welche allseitig von dem Gipfel wegfallen. Ziehen sich derartige Bassins oder Schichtenkuppeln in die Länge, erhalten also eine langgestreckte Ausbildung, so entstehen kahnförmige (synklinale) oder umgekehrt kahnförmige (antiklinale) Schichtensysteme.

§ 5. Schichtenstörungen durch Absenkung. Senkt sich innerhalb



Fig. 118. Flexur.
" a — abgesunkene Tafel. — c = Verbindungsschenkel.



Fig. 119. Zerrissene Flexur
mit Schleppung.

des Bereiches horizontal gelagerter Schichten eine Zone der letzteren in ein tieferes Niveau, ohne dass diesem Absinken eine Lösung des Verbandes

durch Spaltung vorausgegangen ist, so entsteht eine Flexur (Abbiegung, Kniefalte). Sie besitzt die Gestalt einer Falte mit söhligen Flügeln und einem mehr oder weniger steilen Verbindungsschenkel (Fig. 118). Letzterer pflegt infolge der erlittenen Zerrung (Streckung) an Mächtigkeit verloren zu haben, kann sogar ganz abgequetscht werden und zerreißen, in welchem Falle die Flexur in eine Verwerfung mit Schleppung der Schichtenenden (Fig. 119) übergeht.

§ 6. **Schichtenstörungen durch Spaltung und Verwerfung.** Im engsten genetischen Zusammenhange mit localem Nachsinken der Erdrinde gegen den Erdkern, sowie mit der Faltung von Schichtensystemen standen Zerberstungen und Zerreißen der letzteren, also Spaltenbildungen (vergl. S. 172 u. 175). Durch sie getrennte Gebirgsteile (Flügel) verloren ihren ursprünglichen Zusammenhang, sodass jeder für sich von der Senkung oder dem fortdauernden Seitendrucke in verschiedenem Maße betroffen werden konnte. Die dadurch hervorgebrachten Verrückungen ihrer gegenseitigen Lage bezeichnet man als Verwerfungen, Brüche oder Dislocationen, die Spalte, welche die Möglichkeit der Bewegung und zugleich die

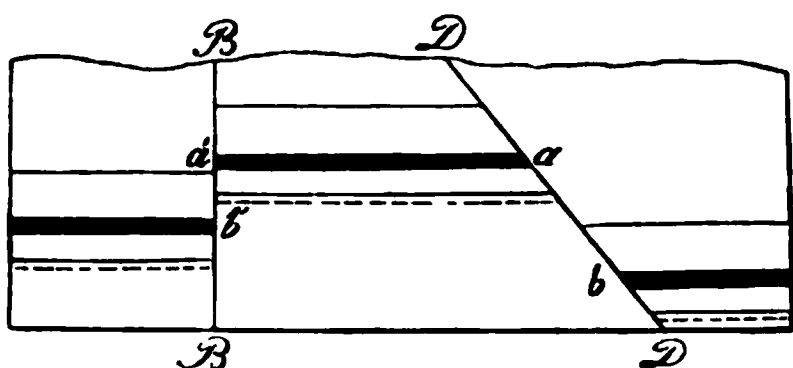


Fig. 120. Verwerfungen.

B verticale, *D* geneigte Verwerfungsspalte, — verticale und normale Verwerfung. *ab* flache und *a'b'* saigere Sprunghöhe.

Bahn derselben geliefert hat, als Verwerfungsspalte, Dislocationsspalte oder Sprungkluft (Fig. 120), die Größe der stattgehabten Verschiebung als Sprunghöhe. Dieselbe ist äußerst verschieden: bald beträgt sie nur einige Centimeter, bald mehrere Meter, erreicht nicht selten einige Hundert, ja zuweilen tausend oder

mehr Meter. Je nachdem der eine Flügel gegen den anderen nach abwärts gerückt oder aber nach aufwärts geschoben ist, bezeichnet man die Dislocation als eigentliche Verwerfung (Absenkung) oder als Überschiebung (Wechsel).

Verwerfungen, die dem Streichen eines geneigten Schichtensystemes ungefähr parallel laufen (Längsverwerfungen), können entweder in

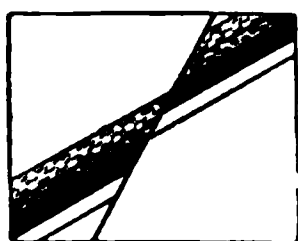


Fig. 121. Recht fallende Verwerfung.

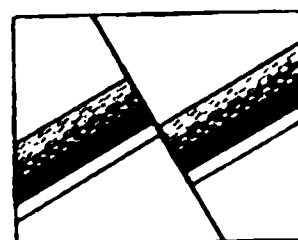


Fig. 122. Widersinnig fallende Verwerfung.

gleicher Richtung mit dem letzteren oder in entgegengesetzter Richtung einfallen (Fig. 121 u. 122), wonach man sie recht und widersinnig fallend nennt.

Wie zu erwarten, übte die rutschende Bewegung größerer Gebirgs-
glieder auf die Spaltenwände eine mehr oder weniger auffallende mecha-
nische Einwirkung aus, infolge deren dieselben geglättet, poliert und in der
Richtung der Bewegung mit Frictionsstreifung versehen sind (Rutsch-
flächen, Harnische, Spiegel), während die angrenzenden Schichten-
enden geschleppt, nämlich einerseits aufwärts, anderseits abwärts ge-
schleift oder geknickt wurden (wie in Fig. 419). Der durch diese Vorgänge
gelieferte gröbere oder feinere Zermalmungsschutt füllt gewöhnlich die
Verwerfungsspalten gangartig aus.

Solche Dislocationen treten oft in ein und derselben Gegend in größerer
Zahl vergesellschaftet auf und sind dann entweder zugleich oder mit größeren
zeitlichen Unterbrechungen entstanden. Sie streichen teils parallel, teils
durchschneiden sie sich in ihrem Streichen unter rechten oder schiefen
Winkeln und verursachen in diesem Falle eine vollkommene Zerstückelung
der betreffenden Schichtencomplexe, welche dann mit einer gegenseitigen

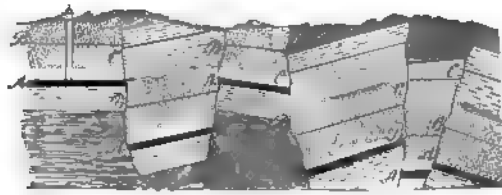


Fig. 123. Vielfach zerstückelte und verworfene Steinkohlenformation von Auckland in Durham.
A, B, C Kohlenflötze.

Verschiebung aller polyedrischen Zerklüftungsstücke verbunden ist (Fig. 123).
Schneiden sich verschiedenalterige Verwerfungen in ihrer Fallrichtung, so
bewirken die jüngeren nicht selten wiederum eine Verwerfung der älteren.
Verlaufen die Verwerfungsspalten parallel und gleichsinnig, so können sie
die Veranlassung zur Bildung eines treppenförmigen Schichtenbaues,

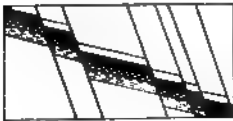


Fig. 124. Staffelbruch.



Fig. 125. Graben.



Fig. 126. Horst.

eines Staffelbruches (Fig. 124) geben. Eine Grabenversenkung (Fig. 125) entsteht dadurch, dass ein zwischen 2 parallelen oder divergie-
renden Spalten gelegener Streifen, eine Scholle, in die Tiefe sinkt, wobei
er wiederum jederseits staffelförmig abgesetzt sein kann. Finden hingegen
einfache oder staffelförmige Absenkungen an beiden Seiten einer stehen
bleibenden Mittelzone statt, so entsteht ein Horst (Fig. 126). Kesselbrüche

endlich nennt man beckenartige Versenkungen von Bruchfeldern, welche von concentrisch verlaufenden Spalten und dadurch bedingten Staffelbrüchen umrahmt und meist zugleich von Radialsprüngen durchsetzt werden. Alle diese Dislocationen können in Form von Steilabstürzen, graben-, wannen- oder buchtförmigen Einsenkungen ihren topographischen Ausdruck finden.

Besitzen die in die Tiefe setzenden Spalten eine nur schwache Neigung, so können durch Seitendruck Überschiebungen stattfinden, infolge deren ältere Gebirgsglieder die jüngeren, über deren Schichtenköpfe sie hinweg geschoben wurden, überlagern. So ist z. B. auf der großen Lausitzer Dislocation zwischen Oberau bei Meißen und dem Jeschkengebirge der Syenit und Granit an Stellen, wo die Verwerfungskluft flach nach N einfällt, von dorthier über den Quader und Pläner geschoben worden, wobei diese nebst dem sie unterlagernden Jura mit in die Höhe geschleppt und überkippt worden sind (siehe unter Kreideformation). In ähnlicher Weise sind auf einer flach nach S fallenden Spalte, welche sich von Aachen über Lüttich bis in die Gegend von Boulogne verfolgen lässt, die Schichten des Silurs, Devons und Subcarbons von S nach N über die productive Steinkohlen-

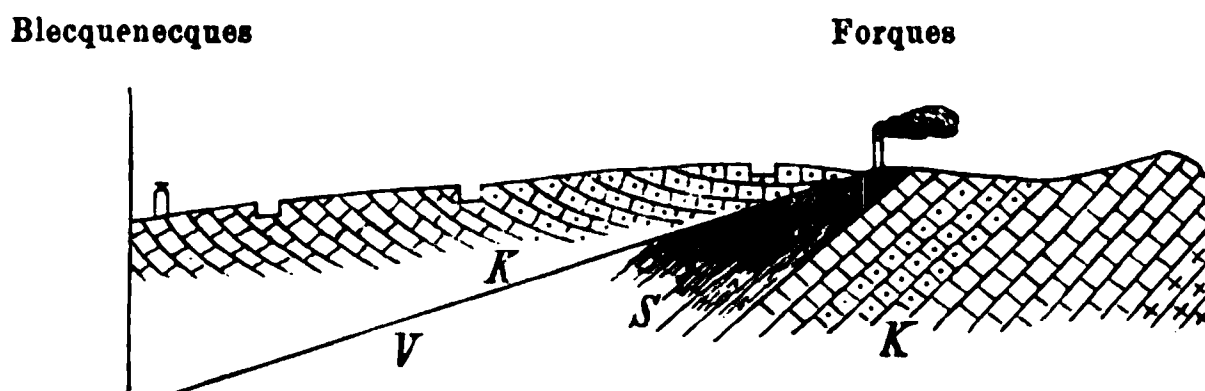


Fig. 127. Überschiebung von Kohlenkalk (K) auf der Verwerfungsspalte (V) über die productive Steinkohlenformation (S) bei Forques im Dép. Pas-de-Calais. Nach C. Barrois.

formation eine Strecke weit hinauf geschoben (Fig. 127), so dass letztere von ersteren discordant bedeckt wird und man mit mehreren Schächten unter dem Devon und Kohlenkalke Kohlenflötze des Obercarbons antraf.

Auch die nördliche Hälfte der Glarner Doppelfalte (S. 326) wird von Rothpletz als eine auf sehr flach geneigter Verwerfungsspalte stattgehabte Überschiebung älterer Complexe über das zusammengefaltete Eocän in Anspruch genommen*). Ebenso führt derselbe die Tectonik des Glärnisch-Massives, das sich nach Baltzer aus 4 liegenden Falten aufbaut, auf 4 flache Überschiebungen zurück.

Aus der mehrfachen Wiederholung benachbarter, paralleler und gleichsinniger Überschiebungen, seien sie auf einer Verwerfungsspalte oder durch Zerreißung liegender Falten entstanden, resultiert die als Schuppen-

*) A. Rothpletz. Z. d. D. geol. Ges. 1883. S. 134. — Geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 231. — Tectonische Probleme. Stuttgart 1894.

structur (Fig. 128) bezeichnete Tectonik gewisser Gebirge, so der Kalkzone der Ostalpen und des Jura (nach Mühlberg, Fig. 129).

Da Berstungen, Verwerfungen, Überschiebungen und Faltungen der Schichten und Kettengebirge den gleichen Ursachen ihre Entstehung verdanken, so ist es erklärlich, dass erstere, also Spalten und Dislocationen, oft eine gewisse Parallelität zu letzteren, also zu den Falten und Gebirgsketten,



Fig. 128. Schuppenstructur.



Fig. 129. Complicierte Schuppenstructur am Nordende des Hauenstein-Tunnels.

Schuppen von Muschelkalk (t_1 = Anhydritstufe, t_2 = Hauptmuschelkalk) sind 1 km weit über Jura (j) u. tertiäre Molasse (m) geschoben. Nach Mühlberg.

sowie zu dem Streichen der Schichten innehalten (Längsverwerfungen).

Doch sind auch Verwerfungen, welche die Schichtensysteme rechtwinklig durchsetzen, häufig (Querverwerfungen). Sie kennzeichnen sich nicht selten als Lateral- oder Horizontalverschiebungen, wobei ein Stück jener Falten in ungefähr horizontaler Richtung neben dem anderen vorbei geschoben wurde. Andere mit ähnlichen Verwerfungen verbundene Spalten haben eine radiäre Anordnung (z. B. nach v. Groddeck, Lossen, Kayser im Harze).

§ 7. Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zu einander.

Eine ältere Schichtenreihe kann von einer jüngeren gleichförmig (concordant) oder ungleichförmig (discordant) überlagert werden. Bei gleichförmiger Überlagerung herrscht ein gegenseitiger Parallelismus ihrer einzelnen Glieder, die jüngere Schichtenreihe besitzt dieselbe Lagerung, also dasselbe Streichen und Fallen wie die ältere, ist von denselben Störungen betroffen wie diese, so dass die Grenze zwischen beiden nur in dem Wechsel ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer Versteinerungsführung (ihres paläontologischen Charakters) hervortritt. Zwei concordante Schichtenreihen stehen demnach in demselben Verhältnisse zu einander,

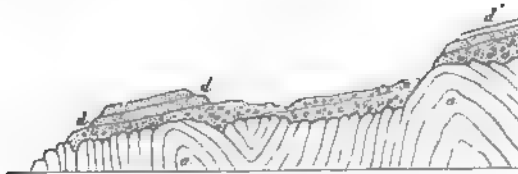


Fig. 130. Devonischer Sandstein d überlagert silurische Schiefer a discordant. Siccar Point in Berwickshire. Nach Lyell.

wie zwei unmittelbar auf einander folgende, normal auf einander liegende Schichten, und weisen auf eine ruhige und ungestörte, oft stetige, durch

keine größeren Pausen unterbrochene Ablagerung ihres Materiales hin. Bei discordanter Überlagerung findet dieser Parallelismus nicht statt, vielmehr bedecken die jüngeren Schichten in beliebiger Lage mit anderer Fall- und Streichungsrichtung die älteren (Fig. 131 A und B) oder lehnen sich unter abweichenden Lagerungsverhältnissen an das Ausgehende einer älteren Schichtenreihe an (Fig. 131 C). Ungleichförmige Überlagerung be-

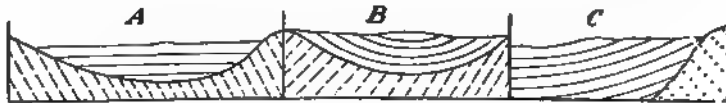


Fig. 131. Verschiedene Formen der discordanten Überlagerung.

weist, dass zwischen die Ausbildung der älteren und die der jüngeren Schichtenreihe eine Pause fällt, während deren die erstere von Schichtenstörungen sowie von Erosion oder Denudation betroffen wurde. Hat eine Abrasion gefalteter oder steil aufgerichteter älterer Schichtencomplexe durch das vordringende Meer stattgefunden und breiten sich jüngere Schichten auf den ebenflächig abgeschnittenen Schichtenköpfen der ersteren aus, so bezeichnet man dieses Lagerungsverhältnis als ein übergreifendes oder als Transgression (S. 170).

Als besondere Fälle der discordanten Überlagerung sind hervorzuheben:

1. die mantelförmige Umlagerung; die ältere Schichtenreihe tritt als völlig abgeschlossene, selbständige Partie hervor, um welche sich die

jüngeren Schichten, allseitig von diesem centralen Kerne abfallend, mantelförmig angelagert haben (Fig. 132); 2. die bassinförmige Einlagerung (s. Fig. 134 B); eine jüngere Schichtenreihe füllt eine Vertiefung in einer älteren aus; 3. die deckenförmige Auflagerung; eine horizontale Schichtenreihe lagert auf den Schichtenköpfen einer älteren auf und bedeckt sie

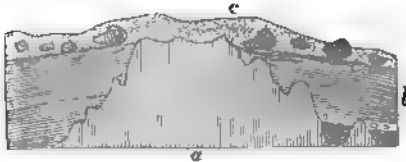


Fig. 132. Cambrischer Sandstein (b) umlagert präcambrischen Quarzit (a) mantelförmig. Diluvium (c). Bei Marquette am Lake Superior, Nordamerika. (H. Ord.)

in großer räumlicher Ausdehnung. Ist dieselbe durch spätere Erosion zerstückelt oder bis auf kleinere Reste zerstört worden, so spricht man von schollenförmiger Auflagerung.

§ 8. Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge. Der Zeitpunkt, in welchem die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse einer Schichtenreihe eine Störung erlitten haben, lässt sich nur relativ, d. h. mit Bezug auf andere Vorgänge des Entwicklungsprocesses der Erde bestimmen; es lässt sich mit anderen Worten nur feststellen, ob das störende Ereignis früher oder später als ein anderes stattgefunden hat. Die relative

Altersbestimmung der Schichtenstörungen beruht auf folgenden Grundsätzen, die aus dem Gesagten hervorgehen:

1. Schichten mit schwebender Lagerung haben eine Störung nicht erlitten, sondern befinden sich in ihrer ursprünglichen Lage.

2. Schichten, welche unter anderen, als schwebenden Lagerungsverhältnissen angetroffen werden, also aufgerichtet, gefaltet, geknickt, verworfen sind, haben eine Störung ihrer ursprünglichen Lage erfahren.

3. Dort, wo gestörte Schichten von schwebenden Schichten überlagert werden, hat der Act der Schichtenstörung nach Bildung und Festwerdung der älteren und vor Ablagerung der jüngeren Schichtenreihe stattgefunden.

So fällt die Aufrichtung der in Fig. 430 wiedergegebenen silurischen Schiefer in die Zeit vor der Ablagerung der devonischen Sandsteine, mit anderen Worten in das Ende der Silurperiode, denn die Schichten des Devons lagern sölilig auf jenen auf, sind also erst, nachdem die Aufrichtung der silurischen Schiefer vollendet war, zur Ausbildung gelangt. Ganz ähnlich lassen sich die in Fig. 432 im Profil dargestellten Lagerungsverhältnisse deuten: sie beweisen, dass die dortigen Quarzitschiefer vor Beginn der cambrischen Periode aufgerichtet worden sind. Das relative Alter einer Schichtenstörung lässt sich naturgemäß um so genauer feststellen, je geringer der Altersunterschied zwischen der aufgerichteten und der schwebenden Schichtenreihe ist, am genauesten also, wenn beide unmittelbar auf einander folgenden Formationen angehören, wie dies in den beiden oben angeführten Beispielen der Fall war. Wäre hingegen der silurische Schiefer von Siccac Point (Fig. 430) statt von devonischen, z. B. von triadischen, also bei weitem jüngeren Sandsteinen bedeckt, so würde die Aufrichtung des ersteren im Verlaufe und an irgend einem Zeitpunkte der devonischen, carbonischen oder permischen Periode stattgefunden haben können, welcher nicht näher zu bestimmen ist, es würde also ein so enormer zeitlicher Spielraum gelassen, dass von einer näheren Altersbestimmung nicht mehr die Rede sein könnte.

Ganz ähnlich wie das relative Alter der Aufrichtung einer Schichtenreihe, lässt sich, wenn auch weniger häufig, dasjenige des Emporbringens gewisser Eruptivgesteine bestimmen, wie es z. B. unter den durch Fig. 433 wiedergegebenen Verhältnissen der Fall ist. Hier ist auf einer Spalte, auf welcher das Steinkohlengebirge von Durham um 8 m überschoben worden ist, Melaphyr emporgedrungen und hat nach seiner Erstarrung einen Gang gebildet. Auf dem durch die

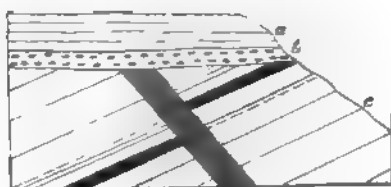


Fig. 433. a Zechstein; b Rotliegendes; c Steinkohlengestein, letztere durchsetzt von einem Melaphyrgang. Quarriington Hill bei Durham.

Einwirkung der Gewässer geebneten Ausgehenden der verworfenen carbonischen Schichten *c* und des verwerfenden Melaphyrganges sind die Gebilde des Rotliegenden *b* und des Zechsteines *a* abgelagert worden und in vollkommen horizontaler Lage erhalten geblieben. Daraus geht hervor, dass die Berstung und Verwerfung der carbonischen Schichtenreihe, sowie auch die Eruption jenes Melaphyres, vor die Ablagerung des Perm, also in das Ende des carbonischen Zeitalters fällt. Das geologische Alter jener Eruption ist somit constatiert.

Wie schon öfters bemerkt (vergl. S. 172), verdankt die Mehrzahl der Gebirge dem Zusammenschub anfänglich horizontal gelagerter Schichten ihren Ursprung, sind demnach der topographische Ausdruck großartiger Schichtenstörungen. Da wir unter bestimmten Verhältnissen in den Stand gesetzt sind, das relative Alter dieser letzteren festzustellen, so ist dadurch zugleich die Möglichkeit der relativen Altersbestimmung der Gebirge gegeben. Wenn wir also am Gehänge oder am Fuße einer Gebirgskette eine ihr zugehörige Schichtenreihe stark aufgerichtet, eine andere sählig darüber liegen sehen, so kann mit Recht der Schluss gezogen werden, dass die Faltung der Schichten zu jener Kette bereits abgeschlossen war, ehe die jüngeren, jetzt noch horizontal liegenden abgelagert wurden, dass also die Schichtenstörung und, was gleichbedeutend ist, die Gebirgsbildung in den zwischen der Ablagerung beider Schichtenreihen liegenden Zeitraum fällt. Da jedoch die Gebirge nicht aus einem einzigen Faltungsacte hervorgegangen, also nicht wie mit einem Rucke emporgestiegen sind, da vielmehr ihre Bildung in einer ganzen Reihe sich successive wiederholender oder lang andauernder Stauchungen zu suchen ist, von denen jede einzelne die sich inzwischen abgelagert habende Schicht ergriff, so finden auch innerhalb der am Gebirgsbau teilnehmenden Schichtenreihen Discordanzen statt, mit deren Hilfe es möglich ist, den Zeitpunkt des Beginnes der Faltungen, aus welchen ein Gebirge hervorging, zu fixieren. In dem schematischen Beispiele Fig. 134 hat die

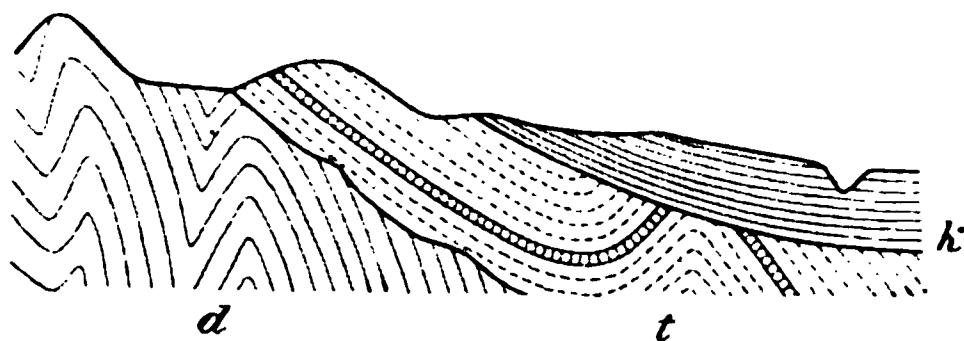


Fig. 134. Wiederholte Discordanz.

erste Gebirgsfaltung das Devon (*d*) betroffen; eine zweite Stauchung hat die unterdessen discordant auf den gefalteten und denudierten Devonschichten abgelagerte Trias (*t*) mit ergriffen, sich aber vor Beginn der Kreideperiode vollzogen, denn die Schichten der letzteren (*k*) besitzen noch ungestörte Lagerung. So begannen die Faltungen des heutigen Alpengebirges bereits

am Ende des Carbons und wiederholten sich in der Kreideperiode und im Anfange der Tertiärperiode (im Eocän), während die eigentliche Hauptfaltung erst in die jüngere Tertiärzeit fällt. Letzteres gilt auch vom Juragebirge. Die Zusammenstauchung der paläozoischen Schichten zum Harze begann ebenfalls in der carbonischen Periode und dauerte bis in die Tertiärzeit, denn einerseits sind die obercarbonischen und permischen Schichten im eigentlichen Harzgebirge nicht mehr zur Ablagerung gelangt (das Areal des späteren Harzes war also zur Zechsteinzeit bereits über den Meeresspiegel gehoben), andererseits ist die obere Kreideformation noch von den mit der Hebung verknüpften Schichtenstörungen betroffen und zwar vollständig überkippt, ja das Jungtertiär des Vorlandes von den großen Verwerfungen der Oberharzer Ganggebiete noch in Mitleidenschaft gezogen worden. Infolge dessen wird der ältere Gebirgskern des Harzes umrandet von zahlreichen Bruchzonen, welche erst aus jüngsten Zeiten herrühren*). Die fundamentale Faltung des Erzgebirges stammt aus der Mitte der Carbonzeit, denn das Untercarbon (der Culm) ist von ihr ergriffen und zu engen Mulden zusammengepresst oder steil aufgerichtet worden, während das Obercarbon (die productive Steinkohlenformation) discordant und schwebend auf den Flügeln der ersteren ruht. Andere Gebirge, z. B. die Huron Mountains in Nordamerika, hatten ihre Erhebung bereits vor Beginn des cambrischen Zeitalters erlitten, denn die Ablagerungen dieser Periode liegen horizontal auf den Schichtenköpfen der krystallinen Schiefer.

b) Die massigen Gebirgsglieder.

Die massigen Gebirgsglieder sind eruptiven Ursprunges, sind mit anderen Worten auf Wegen des geringsten Widerstandes, also auf Spalten und deren lokalen Erweiterungen in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern durch die Erdkruste bis auf deren Oberfläche oder bis in deren Nähe emporgedrungen und haben dadurch wenigstens in ihren Eruptionsstielen durchgreifende Lagerung erhalten.

§ 9. Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder. Sämtliche

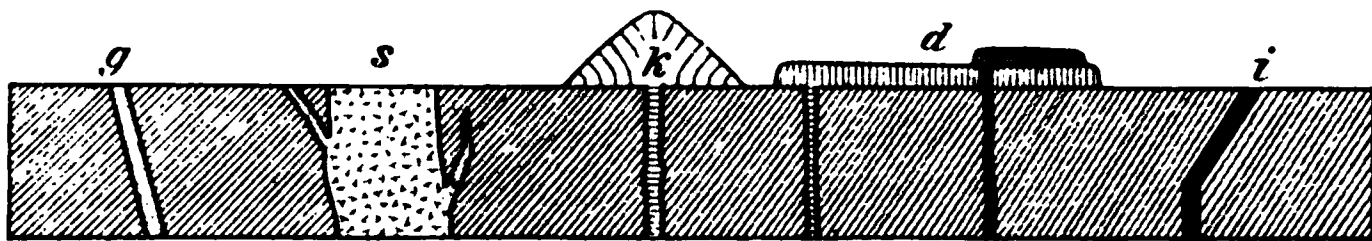


Fig. 135. *g* = Gang; — *s* = Stock; — *k* = Kuppe; — *d* = Decken; — *i* = Intrusivlager.

Ausbildungsformen der Eruptivgesteine haben ihre Wurzeln in der Erdkruste, welche sie als Gänge und Stöcke durchsetzen. Gelangte das

*) A. v. Koenen. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53; 1886. S. 4; 1887. S. 457; 1893. S. 68.

Eruptivmaterial bis zur Erdoberfläche, so staute es sich entweder zu Kuppen auf oder breitete sich zu Decken und Strömen aus, welche bei wiederholten Eruptionen förmliche Deckensysteme oder, falls von späteren Meeresniederschlägen bedeckt, Lager bilden können. Andere Eruptivmassen, welche die Erdoberfläche nicht erreichten, sondern in der Tiefe, innerhalb unterirdischer Hohlräume, erstarrten (plutonische Gesteine), erscheinen jetzt als Kerne, Laccolithen oder Massivs (vgl. S. 152 u. 289).

1. Gesteinsgänge sind von Eruptivmaterial ausgefüllte Spalten, demnach mehr oder weniger plattenförmige Gesteinsmassen, welche geschichtete sowohl, wie massige Felsarten unter den verschiedensten Winkeln durchsetzen, und sind demnach der Typus durchgreifender Lagerungsformen. Die Contactflächen zwischen Gangkörper und Nebengestein nennt man Salbänder. Die Gangmasse umfasst häufig losgerissene, zum Teil aus tieferen Niveaus emporgehobene Fragmente des Nebengesteines (siehe Fig. 136), und dringt auf der anderen Seite zwischen die Schichtungsflächen und Risse des letzteren und bildet dann seitliche Injectionen (Apophysen, Verzweigungen). Häufig ist die Erscheinung, dass die Structur des Ganggesteines in der Mitte seiner Mächtigkeit grob- oder mittelkörnig ist, in der Richtung nach dem Nebengestein feinkörnig wird und endlich in der Nähe der Salbänder, also auf den Abkühlungsflächen, sich ganz dicht, ja glasig zeigt. Die Gänge

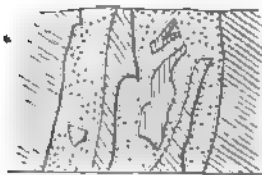


Fig. 136. Profil in dem Stollen der Eisengruben Fröhliche Zusammenkunft bei Breitenbrunn im Erzgebirge. Glimmerschiefer wird durch einen 2,3 m mächtigen Gang durchsetzt, welcher flach schollenförmige Fragmente des Nebengesteines umfasst.

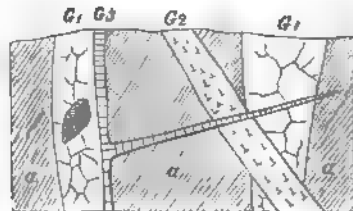


Fig. 137. Verschiedenalterige Granitgänge im Gneiß des Isthales im osthayerischen Waldgebirge. Nach Gumbel.
G Gneiß, G¹ älteste Granitgänge, G² jüngerer Granitgang, G³ jüngster Granitgang mit seitlicher Apophyse.

können bis zu mehreren Hundert Metern Mächtigkeit und mehrere Meilen Längenerstreckung erreichen, erstere wechselt jedoch an verschiedenen Stellen ein und desselben Ganges, je nachdem sich Anschwellungen oder Verschmälerungen desselben einstellen.

Manche Districte sind reich an Gesteinsgängen; diese können dann entweder parallel laufen oder radial von einem Punkte ausstrahlen, wie bei Vulkanen, oder sich gegenseitig durchsetzen, wobei sie sich nicht selten verwerfen. In letzterem Falle ist der durchsetzende oder verwerfende Gang natürlich der jüngere (siehe Fig. 137).

2. Stöcke sind eruptive Gesteinsmassen von irregulärem Querschnitte

und von oft bedeutenden Dimensionen, welche das Nebengestein mit durchgreifender Lagerung durchsetzen. Ihre Form ist äußerst verschieden; bald nähern sie sich der Gangform, sind also gewissermaßen als mächtige aufgeblähte und kurze Gänge zu betrachten, bald ist ihre Anschwellung so bedeutend, dass ihr Horizontaldurchschnitt elliptische, ja unregelmäßig kreisförmige Gestalt erhält. Auch von den Stöcken laufen sehr häufig Apophysen bis zu beträchtlicher Entfernung radiär aus und nehmen dabei oft eine feinkörnigere oder eine porphyrische Structur an.

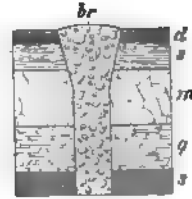


Fig. 138. Profil d. Kimberley-Stocks, Südafrika.

q = Quarzite; — s = Schiefer; — m = Metaphyr; — d = Diabas der Karoo-Formation; — dr = diamantführender Breccientuff (Blue ground).

Hierher gehören auch die von Eruptivbreccien und -tuffen ausgefüllten Explosionsröhren, welche zum Teil als Maare münden, so diejenigen Schwabens (S. 136) und die senkrecht in die Tiefe setzenden Säulen von diamantführenden Breccien Südafrikas (z. B. von Kimberley und de Beer), die von einem serpentinisierten Olivin-gestein (Kimberlit) gebildet werden.

3. Laccolithen hat Gilbert Eruptivmassen von brodtaiß-, linsen- oder glockenförmiger Gestalt genannt, welche von älteren Schichtgesteinen um- und überlagert werden und auf die Weise entstanden sind, dass die

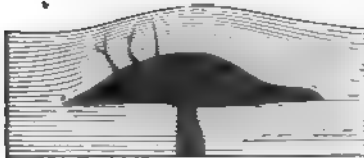


Fig. 139. Ein Laccolith.

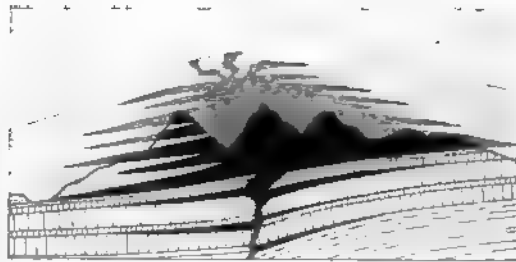


Fig. 140. Laccolith der La Plata Mountains in Colorado mit seitlichen Injectionen (Intrusivlagern), durch Denudation bloßgelegt. Nach Holmes.

von Spalten aus seitlich zwischen eine Schichtenreihe gepressten Eruptivmassen deren hangende, nicht mehr durchbrochene Complexe kuppelförmig emporgetrieben haben. Das sich anstauende Eruptivmagma hat die seine Hülle bildenden Schichten metamorphosiert und Intrusivlager, sowie gangförmige Apophysen in sie ausgesendet. Erst durch Denudation traten diese unterirdischen Eruptivkerne später zu Tage (Fig. 140).

Hierher dürften auch diejenigen unserer Granit-, Syenit- und Gabbro-Massivs gehören, deren Böschung mit geringer, z. T. sehr flacher Neigung unter das Nebengestein einschließt, aber dessen Schichten ganz unabhängig

von deren Tectonik schräg durchsetzt (Stocklaccolithe). Freilich sind ihre Unterlage und ihre Eruptionsstiele nirgends bloßgelegt, während es feststeht, dass dieselben ursprünglich unter einer Decke von contactmetamorphisch veränderten Sedimentgesteinen steckten, welche jetzt zum größten Teile der Denudation verfallen ist. Innerhalb derartiger Granit- und Syenitmassivs beobachtet man nicht selten beträchtliche Differenzierungen in der Structur der Gesteinsmasse und dem Mischungsverhältnisse ihrer Bestandteile, indem sich einerseits bald feinkörnige, bald grobkörnige oder porphyrische, anderseits bald kieselsäurearme, bald saure Partien (S. 290) einstellen, welche zwar gewöhnlich lager- oder zonenförmige Gestalt besitzen, jedoch nicht scharf begrenzt, sondern durch Übergänge mit dem Hauptgestein verschmolzen sind. Man bezeichnet dieselben nach Reyer als Schlieren. Dieselben haben zuweilen eine concentrische Anordnung und Lage innerhalb des Massivs, die mit dem Emporquellen des Magmas in engem Zusammenhange steht. — An der Grenze mancher Granitstöcke gegen das Nebengestein oder gegen größere Gesteinsfragmente nimmt der Granit zuweilen eine außerordentlich grobkörnige (riesengranitische) Structur an (Stockscheider von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge).

4. Kuppen (Quellkuppen, Domvulkane) werden die oberflächlichen kegel- oder glockenförmigen Aufstauungen vulkanischen Gesteinsmateriales genannt, als deren jetzt verstopfte Eruptionscanäle sich Gänge, gangförmige Stöcke und cylindrische Stiele erweisen. Ihr Zusammenhang mit diesen, namentlich aber ihre Structur (siehe S. 454 u. 453) unterscheidet sie von kuppenförmigen Resten teilweise durch Erosion vernichteter, ursprünglich weit ausgedehnter Decken und Ströme. Quarzporphyr, Trachyt, Phonolith und Basalt bilden am häufigsten solche echte Kuppen.

5. Ströme nennt man vulkanische Gesteinsmassen, welche sich von ihrem Eruptionspunkte aus stromartig, d. h. mit sehr vorherrschenden Längen-

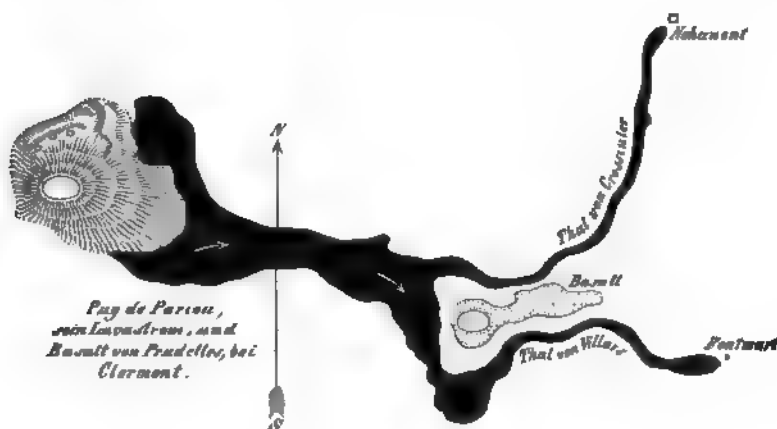


Fig. 141 Lavastrom.

dimensionen, abwärts ergossen haben. Auf steil geneigtem Untergrunde sind sie meist schmal und nur wenig mächtig (Fig. 444), während sie auf sich sanft abflachendem Terrain eine große Ausbreitung und Mächtigkeit gewinnen können (siehe S. 148, Fig. 30). Hierher gehören die Lavaströme der Jetztzeit, sowie die Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Melaphyrströme der Tertiär- und Permperiode.

6. Decken sind Gesteinsergüsse, welche eine allseitige, beträchtliche Ausdehnung besitzen und andere Gesteine horizontal überlagern. Die Begrenzungsflächen dieser Decken, nämlich deren Ober- und Unterfläche, laufen im allgemeinen parallel, lassen jedoch häufig mehr oder weniger



Fig. 142. Decke von Basalt, mit Basaltgängen zusammenhängend, bei Buish Point auf Skye.

bedeutende Unebenheiten wahrnehmen, was namentlich an der Unterseite der Fall sein muss, weil sich in deren Form notwendig alle Unregelmäßigkeiten der Auflagerungsfläche wiederholen. Sehr gewöhnlich hängen die Decken mit Gängen, also durch erstarrtes Gestein ausgefüllten Eruptionsspalten zusammen. Nicht selten folgen solche Decken in großer Anzahl auf einander und bilden dann förmliche Deckensysteme (siehe S. 152).

7. Lager von eruptiven Gesteinen (Fig. 143) sind ursprünglich deckenförmige Ausbreitungen auf dem einstmaligen Meeresgrunde oder der früheren Erdoberfläche, welche durch Niederschläge von Seiten der Gewässer mit sedimentären Schichten bedeckt wurden, also jetzt gleichförmig in die sedimentäre Schichtenreihe eingeschaltet erscheinen, aber ihrem Ursprunge nach ebenfalls an irgend einem Punkte mit einem Eruptionscanale in Verbindung stehen oder gestanden haben müssen. Sie sind stets älter als die sie überlagernden sedimentären Schichten, welche deshalb oft aus dem von den Wellen zerkleinerten Materiale der einstmaligen Decke (dem jetzigen Lager) von Eruptivgestein bestehen. Sehr häufig sind sie mit zum Teil versteinerungsführenden Tuffeinlagerungen verknüpft und wechsellagern mit solchen (Fig. 143, c_2 und t). An den Störungen der Schichtensysteme haben sie natürlich in demselben Maße wie die sedimentären Schichten teilgenommen. Vorzugsweise sind es Diabas, Quarzporphyr, Porphyrit und Melaphyr, welche als Lager auftreten, und auf welche

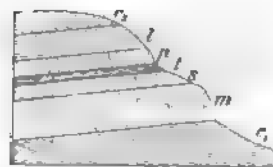


Fig. 143. Lager von altvulkanischen Ergussgesteinen im Rotliegenden des erzgebirgischen Beckens.

c_1 = Conglomerate und Letten; — m = Melaphyr; — s = Sandstein, — t = Porphyrituff, — p = Quarzporphyr; — i = Letten, — c_2 = Conglomerate mit Geröllen von Quarzporphyr.

zurückzukommen sich in dem Abschnitte über Formationslehre genugsam Gelegenheit bieten wird.

8. Lagergänge (Intrusivlager; Fig. 144 u. 145) sind plattenförmige Massen von Eruptivgestein, welche entweder von einer gang- oder stockförmigen oder auch laccolithischen Eruptivmasse aus zwischen die Schichten des Nebengesteines eingepresst wurden, oder dadurch entstanden sind, dass auf einer Spalte, welche nicht ganz bis zur Erdoberfläche reichte, glutflüssiges Material empordrang und von hier aus einer besonders deutlich ausgesprochenen Schichtungskluft bis zu Tage folgte und somit nur



Fig. 144. Intrusivlager von Basalt in der Braunkohlenformation am Stellberge süd. von Cassel. Nach Uthmann.
b = Feldspatbasalt, 10 m mächtig, mit Apophysen in das Braunkohlenschiefs k, dieses 3 m tief metamorphosiert (siehe S. 293).



Fig. 145. Profil durch den Hemigiusberg bei Cassel. Nach Leppia.
S K = Ottweiler Schichten mit einem Steinkohlenschiefs. —
D = Lagergang von Diabasporphyr, darüber S = Casseler Schichten, local contactmetamorphisch verändert.

eine modifizierte Gangform repräsentiert. Ein Lagergang ist demnach stets jünger, als sein hangendes Nebengestein, von welchem er nicht selten Fragmente einschließt, und in welches er auch Apophysen aussendet oder welches er metamorphosiert hat.

In Strömen, Decken und Lagern offenbart sich oft eine deutliche Fluctuationsstructur, indem namentlich die größeren porphyrischen Gemengteile eine der Stromrichtung parallele Lage angenommen haben oder indem sich schlierenartige Differenzierungen in der Gesteinsmasse einstellen.

9. Auswürflinge. Durch die bei Eruptionen stattfindenden Explosionen der mit der glutflüssigen Masse empordringenden Gase und Dämpfe wird diese zu vulkanischer Asche zerstäubt oder in Gestalt von Lapillen, Bomben und zum Teil metergroßen Auswürflingen aus dem Eruptionscanale in die Höhe geschleudert (siehe S. 144). Auf die Erdoberfläche zurückfallend, häufen sie sich entweder um den letzteren zu einem Schichtvulkan an oder geraten in die nahen Gewässer, von welchen sie zu horizontalen Lagen ausgebreitet, oft mit echten Sedimenten untermischt, im Laufe der Zeit teilweise zersetzt und dadurch zu Tuffen werden (s. S. 120).

Diese sind nicht ausschließlich das Product der jüngsten vulkanischen Thätigkeit, sie spielen vielmehr bereits seit den paläozoischen Perioden eine wichtige Rolle in vielen Formationen, in welchen sie als normal zwischengelagerte Glieder auftreten, z. B. Diabastuffe im Silur, Devon und Culm, — Porphyruffe im Rotliegenden.

§ 40. Die Absonderungsformen der massigen Gesteine sind die Resultate der bei eintretender Abkühlung und Festwerdung der glutflüssigen Gesteinsmasse erfolgenden Contraction. Aus letzterer gingen innere Zerklüftungen des Gesteines und aus diesen mehr oder weniger regelmäßig gestaltete Gesteinskörper hervor. Diese Absonderungsformen sind entweder unregelmäßig polyedrisch oder säulenförmig oder plattenförmig (s. S. 153).

Bei unregelmäßig polyedrischer Absonderung durchschneiden die Zerklüftungsflächen das Gestein nach verschiedenen, ganz unbestimmten Richtungen, wodurch regellos gestaltete, von ebenen Flächen umschlossene, scharfkantige Gesteinsstücke entstehen. Diese Structurform gehört zu den häufigsten Erscheinungen und ist bei fast allen Graniten, Porphyren und Diabasen anzutreffen.

Gliedert sich das Gestein in lauter mehr oder weniger langgestreckte prismatische Körper, welche dicht, wie Bienenwaben, neben einander stehen, so nennt man es säulenförmig abgesondert. Die Gesteinssäulen sind gewöhnlich fünf- oder sechsseitig, ihre Seitenflächen sind meist ganz eben und glatt. Die Winkel, unter denen sie zusammenstoßen, sind vollständig unbestimmt. Der Durchmesser der Säulen beträgt wenige Centimeter bis 5, 6 oder 7 m, ihre Länge bis über 100 m. Gewöhnlich sind sie gerade, seltener bogenförmig gekrümmt. Am häufigsten und schönsten ausgebildet

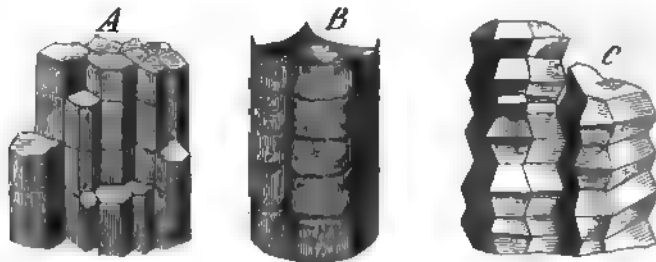


Fig. 146. Gegliederte Basaltsäulen.

zeigt sich die säulenförmige Absonderung am Basalte, nächst dem bei Quarzporphyren, selten bei Diorit und Melaphyr. Zuweilen stellt sich eine Quergliederung der Säulen des Basaltes ein, der zufolge sie in lauter einzelne auf einander stehende Stücke geteilt werden. Die Trennungsflächen dieser Glieder sind entweder ebenflächig und setzen in größeren oder kleineren Zwischenräumen rechtwinkelig durch die Säulen hindurch (Fig. 146 A),

oder sie haben einerseits eine concave, anderseits eine convexe Endfläche und sind so auf einander gesetzt, dass die gewölbten Enden des einen Gliedes in die Endvertiefungen des nächsten hineinpassen (Fig. 146 B). Seltener ist die in Fig. 146 C wiedergegebene Absonderungsform, der zufolge die Basaltsäulen aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden aufgebaut zu sein scheinen (Casseler Ley bei Bonn), welche an anderen Localitäten (Käsegrotte in der Eifel) die Gestalt zusammengepresster Ellipsoide annehmen.

Bei sämtlichen Lagerungsformen der Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise der Basalte, Trachyte, Porphyre und Melaphyre kann sich säulenförmige Absonderung einstellen, welche dann rechtwinkelig auf die Abkühlungsflächen der Gesteine gerichtet ist. Deshalb stehen die Säulen bei Decken, Strömen und horizontalen Lagern vertical, bei Kuppen büschelförmig, bei Gängen rechtwinkelig auf deren Salbändern.

Bei plattenförmiger Absonderung ist das Eruptivgestein in lauter tafel- oder bankartige Parallelmassen gegliedert. Man begegnet dieser Erscheinung ziemlich oft beim Granit, der sich dann in sehr mächtige, meist flach liegende Bänke trennt, sowie beim Porphyr, viel ausgezeichnete jedoch beim Basalt und namentlich beim Phonolith. Die Abhängigkeit ihres Verlaufes von der äußeren Gestalt gewisser Eruptivmassen tritt vorzugsweise bei phonolithischen Kuppen hervor, welche ein System von concentrisch über einander gestülpten Schalen repräsentieren, die allseitig von der Achse des Berges abfallen (siehe S. 153). Decken, Ströme, sowie Gänge zeigen zuweilen ebenfalls plattenförmige Absonderung: auch hier pflegen die Platten den Gesteinsgrenzen, also in ersterem Falle der Tagesoberfläche, bei Gängen den Salbändern parallel zu liegen.

Kugelige Absonderung ist zahlreichen und verschiedenartigen Eruptivgesteinen eigen, tritt jedoch in vielen Fällen erst bei Beginn der Verwitterung hervor. Dann erscheint das Gestein aus lauter zum Teil metergroßen Kugeln zusammengesetzt, welche in concentrisch-schalige Lagen abgesondert sind. Besonders bei Diabasen, Basalten und Trachyten, aber auch bei Porphyr und Granit ist diese Structurform ausgeprägt.

c) Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

A. v. Groddeck. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879.

B. v. Cotta. Die Lehre von den Erzlagerstätten. II. Aufl. Freiberg 1859; und: die Erzlagerstätten Europas. Freiberg 1864.

§ 11. **Wesen und Entstehung der Mineralgänge.** Mineralgänge sind durch successive Absätze aus Mineralsolutionen völlig oder teilweise ausgefüllte Gebirgsspalten (gewissermaßen durch Mineralsecretion geheilte Gesteinsbrüche), während wir unter Gesteinsgängen vom Erdinnern aus mit glutflüssiger Masse injicierte, also aus einem Acte des Festwerdens

hervorgegangene Gesteinsplatten verstanden. Wie alle Spalten sind auch diejenigen, welche zur Bildung von Mineralgängen Veranlassung gaben, durch Berstung von Schichtencomplexen oder von die letzteren durchsetzenden Eruptivgesteinen infolge Abbruches oder seitlichen gebirgsbildenden Schubes (vergl. S. 172 u. 175), — in einzelnen Fällen aber auch durch Verringerung des ursprünglichen Volumens eines eruptiven Gebirgsgliedes infolge seiner Abkühlung entstanden. Sehr deutlich tritt die letzterwähnte Entstehungsweise in dem durch Fig. 447 wiedergegebenen Beispiele hervor. In einem Tagebau der Haile Mine in Süd-Carolina durchsetzt ein 1,3 m mächtiger Diabasgang *b* eine Schichtenreihe von talkigen Quarzitschiefern *c*, welche von goldhaltigem Schwefelkies imprägniert sind. Auf jeder Seite dieses Diabasganges, also auf seinen Contactflächen mit den Talkschiefern, ist ein 10 bis 15 cm mächtiger Gang von dichtem Brauneisenerz (*a*) zur Ausbildung gelangt. Es ist augenscheinlich, dass die Spalten, in denen letztere von statten ging, durch Volumenverringerung infolge der Abkühlung des anfänglich glutflüssigen Eruptivgesteines entstanden und später durch die Zersetzungsproducte des die Talkschiefer imprägnierenden Schwefelkieses ausgefüllt wurden.



Fig. 147. Gänge von Brauneisenerz *a*, im Contacte eines Diabasganges *b* und Schwefelkies führenden Talkschiefer *c*. Haile Mine in Süd-Carolina. (H. Crd.)

Nicht immer sind die Spaltenräume der Gänge durch einen einzigen Zerreißungsact entstanden, sondern sind ursprünglich schmale Klüfte gewesen, die sich allmählich erweitert haben, ja früher gebildete und gangartig ausgefüllte Spalten haben wiederholte spätere Aufreißungen erlitten, — eine ganz natürliche Erscheinung, wenn man berücksichtigt, dass die Stauchung und Faltung, durch welche solche Gangspalten entstanden, keine einmalige instantane, sondern eine langandauernde und wiederholte war, wodurch immer von neuem gegenseitige Verschiebungen der Spaltenflächen bedingt wurden. Waren die Spalten bereits durch Gangmasse verkittet, so erfolgte jedesmal eine Auseinanderreißung des Ganges, eine allmähliche Ausfüllung der neuen Kluft durch Gangmineralien und so eine fortgesetzte Erweiterung des Gesamtganges. Eine ausgezeichnete Illustration dieser Vorgänge liefert das in Fig. 148 wiedergegebene Gangprofil aus dem Zinnerzdistrict von Cornwall. Der hier abgebildete Gang ist eine Combination von sechs verschiedenalterigen Quarzgängen, die durch Wiederaufreißung der alten Spalte

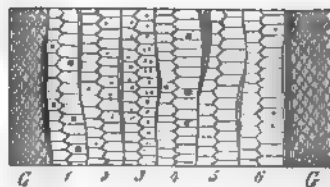


Fig. 148. Combinierter Quarzgang bei Bedruth in Cornwall. (Wheal-Cathedral-Grube.)

G Granit als Nebengestein. 1. Quarz mit wenig Fluasspat. 2. Quarz mit wenig Kupferkies. 3. Quarz mit viel Kupferkies. 4. Quarz mit wenig Fluasspat. 5. Reiner Quarz. 6. Quarz mit wenig Kupferkies.

jedesmal auf der Contactfläche des vorhandenen Ganges und des Nebengesteines zur Ausbildung gelangten. Daher die zonenweise nach der Mitte zu gerichteten Quarzkrystalle und daher die ungleiche Mineralführung der sechs Bänder.

Da die Ausfüllung der Gangspalten nach und nach durch Ausscheidung aus zufließenden Minerallösungen erfolgte (vergl. S. 244), so sind die dem Nebengesteine benachbarten Partien der Mineralgänge zuerst, die mittleren Zonen zuletzt, sowie die Gangminerale sehr häufig in der Grenzfläche des Ganges parallel, sich auf jeder Seite in gleicher Ordnung wiederholenden Bändern abgesetzt worden, und eben deshalb sind in der Regel die Krystallspitzen gegen die Gangmitte gerichtet. Fand nur eine teilweise Ausfüllung der Spalte statt, so ist gewöhnlich in der centralen Gangzone ein Raum von verschiedener Länge und Breite offen geblieben, dessen Wandungen von Krystallen ausgekleidet sind. Es sind dies die Gangdrusen oder Drusenräume, welche zuweilen (so zu Andreasberg und Joachimsthal) 10 und mehr Meter im Streichen und Fallen erreichen.

§ 12. **Material und Structur der Mineralgänge.** Die Ausfüllung einer Gangspalte ist entweder nur von einer einzigen Mineralart oder von einer Vergesellschaftung mehrerer, oft zahlreicher Mineralspecies bewirkt worden. Je nachdem nun unter den gangbildenden Mineralien ein metallführendes, also ein Erz, eine nutzbare Rolle spielt oder nicht, hat man von rein bergmännischem Standpunkte aus die Mineralgänge in taube und erzführende (Erzgänge) eingeteilt (vergl. S. 244).

Taube Mineralgänge werden meist von Quarz, Kalkspat, Schwerpat oder Flussspat zusammengesetzt, die entweder jeder für sich oder aber sämtlich oder teilweise vergesellschaftet vorkommen, außerdem häufig losgebrochene Fragmente des Nebengesteines umschließen. Anderorts aber sind diese Mineralien zugleich auch die meist vorwaltenden Begleiter der auf Gängen auftretenden Erze, welche ihrer Masse nach oft außerordentlich hinter den tauben Gangmineralien zurückstehen, ja als edle Metalle oft nur in kaum sichtbar feinen Körnchen in diese eingesprengt sind. Obwohl schon die Anzahl der bei der Gangbildung selbst zur Ausscheidung gelangten metallführenden Mineralien eine außerordentlich große ist, wird die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Gangmasse noch vermehrt durch die Herausbildung zahlreicher secundärer Metallsalze, die aus der Zersetzung der ursprünglichen Erze hervorgehen, sowie durch das Auftreten vieler in mineralogischer Beziehung interessanter Haloide und Geolithe (wie Apophyllit, Harmotom, Desmin, Prehnit, Topas, Apatit, Gyps u. s. w.).

Die Art und Weise, wie die die Gangspalten ausfüllenden Mineralien verwachsen und angeordnet sind, bezeichnet man als die **Structur** der Mineralgänge. Als solche Structurformen sind hervorzuheben:

1. die massige Gangstructur; die Gangminerale lassen keine Regelmäßigkeit der Anordnung erkennen, sie sind wirt zu körnigen oder dicht erscheinenden Aggregaten verwachsen. Sie zeigt sich sehr gewöhnlich z. B. bei Schwefelkies-, Brauneisenstein- und Kalkspatgängen, ferner bei Gängen, die aus körnigen Aggregaten von z. B. Quarz, Kalkspat, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies bestehen.

2. Die eingesprengte Gangstructur; in einer gleichmäßig dichten oder körnigen Gangmasse von ein oder mehreren Mineralien sind feine Körner, Blätter oder Krystalle eines anderen, meistens eines Erzes eingesprengt; so z. B. das Gold in den Quarzgängen Californiens.

3. Die symmetrisch-lagenförmige (bandartige) Gangstructur, die einzelnen Gangminerale oder Aggregate mehrerer derselben bilden verschiedenartige Lagen, die den Salbändern parallel laufen und sich von diesen aus nach der Mitte zu in gleicher Weise wiederholen, also eine symmetrische Anordnung besitzen. Diese Structur ist auf den Erzgängen von Clausthal, Andressberg und Freiberg sehr häufig, ist jedoch auch im übrigen nicht selten. So zeigt nachstehendes, dem westhannoverschen Flachlande entnommenes Beispiel (Fig. 149) einen in cretaceischen Schieferthonen auf-

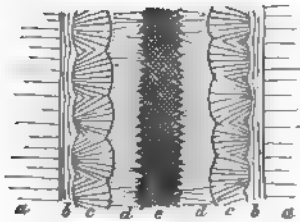


Fig. 149. Asphaltgang im Gault von Bentheim. Nach *Heinr. Gröner*.
a Schieferthon des Gault; b fettiger Asphalt;
c radialstrahliger Schwefelkies; d blätterig stengeliger Kalkspat mit rhombödrischen Endflächen; e reiner Asphalt.

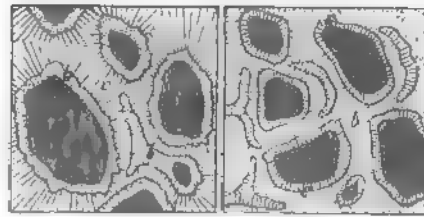


Fig. 150. Ringelerze aus den Clausthaler Gruben Dorothea und Ring und Silberschnur.
a Bruchstücke des Nebengesteines. b Bleiglanz. c Quarz.
Nach *r. Brodick*.

setzenden Gang, an dessen beiderseitigen Salbändern sich zuerst eine Lage von fettigem Asphalt (b), darauf eine solche von radialstrahligem Schwefelkies, auf dieser eine von stengeligem Kalkspat abgesetzt hat, deren einzelne Individuen alle nach innen zu angeschossen sind und deshalb rhombödrische Endflächen tragen. Schließlich ist die centrale Zone von pechschwarzem, stark glänzendem Asphalt ausgefüllt worden.

4. Die concentrisch-lagenförmige Gangstructur (cocardenartig); Bruchstücke des Nebengesteines sind von lauter concentrischen Lagen verschiedenartiger Gangminerale umgeben. Schließlich sind auch die übrigbleibenden Zwischenräume von einem Gangminerale ausgefüllt. Solche sog. Ringelerze sind z. B. durch verschiedene Gruben des Clausthaler Erzdistrictes aufgeschlossen worden (siehe Fig. 150).

5. Die breccienartige Gangstructur; Bruchstücke des Nebengesteines werden von Gangmasse umschlossen; — ist diese, was verhältnismäßig nur selten ist, in concentrische Lagen gesondert, so entsteht die eben erwähnte concentrisch-lagenförmige Structur.

6. Die drusige Gangstructur; unregelmäßige Hohlräume, deren Wände von hervorragenden Krystallenden gebildet werden, durchziehen die Gangmasse und zwar meist in den centralen Zonen symmetrisch-lagenförmiger Gänge, als letzte Reste der durch beiderseitiges Ankrystallisieren ausgefüllten Gangspalten.

Eine **Systematik** der Mineralgänge nach ihrer Zusammensetzung ist unthunlich, weil einerseits sehr verschiedenartige und zahlreiche Erze und Gangmineralien in einem Gange vergesellschaftet vorkommen, bei dessen Benennung das in bergmännischer Beziehung wichtigste, geologisch vielleicht weniger wesentliche Mineral den Ausschlag geben musste, andererseits ändern gewisse Gänge ihre Mineral- (und namentlich Erz-) führung in gewisser Teufe vollkommen, und schließlich ist eine sich überall wiederholende gesetzmäßige Vergesellschaftung bestimmter Gangmineralien nur selten (so bei den Zinnerzgängen) nachweisbar. Höchstens auf räumlich beschränkten Gebieten, also in einzelnen Erzdistricten, finden gewisse Regeln des Zusammenvorkommens der Gangmineralien ihren Ausdruck, so dass man hier von ganz bestimmten Mineralcombinationen oder sogenannten Gangformationen sprechen kann. So zeigt sich z. B. zwischen den Andreasberger Erzgängen (siehe sub: Devonische Formation) und den benachbarten von Clausthal (siehe sub: Carbonische Formation) mit Bezug auf Nebengestein, Mächtigkeit und Ausdehnung, namentlich aber in den dort vorkommenden Gangmineralien, vorzüglich den Erzen, eine so durchgreifende Verschiedenheit, dass man im Gegensatze zu der Clausthaler von einer Andreasberger Gangformation sprechen darf. In anderen Erzdistricten treten Gänge von durchaus verschiedenartiger mineralischer und structureller Beschaffenheit, also verschiedene Gangformationen in directer Vergesellschaftung auf; so in dem von Freiberg (siehe sub: Archäische Formationen).

In diesem Lehrbuche sind die Mineralgänge als integrierende Teile derjenigen Formationen, in denen sie aufsetzen, aufgefasst und bei deren Beschreibung mit inbegriffen worden, — sind sie doch durch ihr Nebengestein, und die von ihnen umschlossenen Nebengesteinsbruchstücke auf das innigste mit den einzelnen Formationen der Erdkruste, — durch die Entstehung ihrer Spalten, durch die wiederholte Aufreißung derselben, durch Verwerfungen, die sie erlitten oder bewirkt haben, auf das untrennbarste mit der Geschichte jeder Formation und der von dieser gebildeten Territorien verwachsen. Die wichtigsten und lehrreichsten Mineralgangvorkommen werden deshalb in den Capiteln über Formationslehre etwas eingehendere Erwähnung finden.

§ 13. Tectonisches Verhältnis der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine. Als Ausfüllungen von Spalten besitzen die Mineralgänge durchgreifende Lagerung. Das Gestein, in welchem ein Mineralgang aufsetzt, heißt sein Nebengestein. Von diesem ist die Gangmasse entweder bloß durch eine Ablösungskluft, das Salband, oder eine sehr schmale Thonlage, den Besteg, getrennt, kann aber auch mit demselben fest verbunden, angewachsen sein. Die Salbänder sind zum Teil rauh und uneben, zum Teil bilden sie glatte, bisweilen selbst spiegelige Flächen, welche oftmals in der Richtung des Fallens des Ganges, mitunter auch schräg oder horizontal gestreift und gefurcht sind (Harnisch, Spiegel), eine Erscheinung, deren Ursprung in Senkungen und Rutschungen, bei horizontaler Streifung durch seitliche Bewegungen der durch die Spalten außer Zusammenhang gesetzten Gesteinsmassen zu suchen ist (siehe S. 334 u. 333).

Wie bei anderen Gebirgsgliedern unterscheidet man auch bei Mineralgängen Hangendes und Liegendes, Streichen, Fallen und Mächtigkeit, Begriffe, welche bereits S. 349 bis 325 ihre Besprechung erfahren haben.

Die Andauer der Mineralgänge im Streichen ist eine sehr verschiedene, von kurzen Schnürchen, welche die Gesteine durchziehen, bis zu meilenweit sich erstreckenden Gängen sind alle Längendimensionen vertreten. Ebenso kann ihre Streichungsrichtung bald geradlinig, bald bogen- oder hakenförmig sein, und gleichem Wechsel ist der Fallwinkel unterworfen. Nach der Größe des letzteren unterscheidet man wohl schwebende Gänge mit einem Fallwinkel von 0 bis 15°, flache Gänge mit einem solchen von 15 bis 45°, tonnlägige Gänge mit einem solchen von 45 bis 75°, und endlich steile Gänge und saigere Gänge von 75 bis 90° Fallen.

Auch mit Bezug auf die Mächtigkeit herrscht bei den Mineralgängen die größte Verschiedenheit, so dass sie sich zwischen papierdünnen Klüftchen (Tellurklüfte von Offenbanya in Siebenbürgen) und stellenweise 50 bis 60 m mächtigen Gängen (Bleiglanzgänge von Clausthal im Oberharz) bewegen. An einem und demselben Mineralgange wechselt die Mächtigkeit sowohl im Streichen als auch im Fallen (er verdrückt sich und thut sich wieder auf), nimmt zum Teil nach der Tiefe zu, zum Teil aber auch ab, steht bald in geradem, bald in umgekehrtem Verhältnisse zur Erzführung, so dass sich diese mit dem Mächtigerwerden des Ganges bald vermehrt, bald vermindert, — lauter Erscheinungen, welche zwar in bestimmten Gangdistricten einer gewissen Gesetzmäßigkeit unterworfen sind, aber keine Verallgemeinerung gestatten.

Häufig teilen sich die Mineralgänge in ihrer Streichungs- oder Fallrichtung in mehrere größere Äste, sie gabeln sich, oder in zahlreiche schmale Trümer, sie zerschlagen oder zertrümmern sich, um sich dann entweder allmählich im Nebengesteine zu verlieren (siehe Fig. 154) oder sich wieder zusammenzuscharen. Nicht selten trennen sich Trümer

an irgend einer Stelle vom Hauptgange, ziehen sich in das Hangende oder Liegende und keilen sich hier entweder aus (als hangende oder liegende Trümer) oder legen sich wieder an den Hauptgang an (als Bogentrümer), oder laufen endlich nach einem benachbarten Gange, um sich mit diesem zu vereinigen (Diagonaltrümer).



Fig. 151. Zertrümmerung des Andreasberger Ganges bei St. Andreasberg im Harze. (H. Ord.)

Wie bereits aus der Glättung und Streifung der Gangwände hervorgeht, sind in vielen Fällen durch die Gangspalten zum Teil sehr beträchtliche Verwerfungen bedingt worden. Dann bestehen die Gänge oft zum großen Teile aus Bruchstücken und Zermalmungsproducten des Nebengesteines, welche durch die mit der Verschiebung verbundene Zertrümmerung der Schichtenenden erzeugt worden sind (z. B. die faulen Rucheln von St. Andreasberg und der Gangthonschiefer von Clausthal).

§ 14. Verhältnis mehrerer Gänge zu einander. Ein Mineralgang tritt selten für sich allein, vielmehr meistens mit anderen vergesellschaftet auf. Diese ziehen sich dann in größerer oder geringerer Parallelität oft weit neben einander her; eine solche zonenweise Gangvergesellschaftung wird als Gangzug bezeichnet. Vereinigen sich zwei dieser Gänge, so scharen sie sich, legt sich der eine an einen anderen an, so wird er von diesem geschleppt, durchschneiden sie sich gegenseitig, so durchsetzen sie einander und bilden ein Gangkreuz.

Bei Verwerfungen eines Mineralganges auf einer Spalte, wobei die getrennten Gangenden gegen einander verrückt werden, hat wohl meist ein Abwärtsrutschen, eine Senkung des Hangenden auf dem Liegenden stattgefunden. Die verwerfende Spalte kann zugleich die Veranlassung zur Bildung eines jüngeren Mineralganges, des sogenannten Verwerfers geben. In diesem Falle erhält die Ausfüllungsmasse des letzteren gewöhnlich einen anderen mineralischen Charakter, als ihn der vorworfene Gang besitzt. Das durch Fig. 452 wieder-

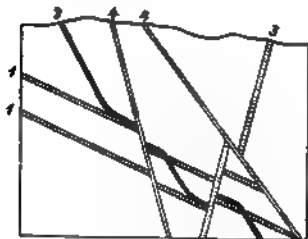


Fig. 152. Gangverwerfungen in der Peever-Grube in Cornwall. 1, 2, 3 verschiedenalterige, sich verwerfende Zinnerzgänge, 4 noch jüngere Kupfererzgänge.

gegebene Beispiel ist dem Zinnerzdistricte von Cornwall entnommen. Von den hier dargestellten Gängen sind die beiden mit 4 bezeichneten die ältesten, denn sie werden von allen übrigen durchsetzt und z. T. verworfen. Dem Alter nach folgt ihnen der Zinnerzgang 2, welcher die Gänge 1 durchsetzt, dahingegen im Verein mit diesen vom Zinnerzgang 3 verworfen wird. Noch jünger als 1, 2 und 3 sind die beiden Kupfererzgänge 4, denn sie verwerfen die sämtlichen übrigen.

Zu der Gruppe der Verwerfungen gehören die in vielen Gangdistricten nicht seltenen Verschiebungen, welche dadurch entstehen, dass bereits gefaltete oder aufgerichtete Gebirgsschichten nebst den in ihnen aufsetzenden fertigen Gängen durch fortdauernden seitlichen Druck zerrissen und auf den so erzeugten, sich oft in geringer Entfernung von einander wiederholenden Kluftflächen jedesmal um etwas verschoben werden (Fig. 153). Hierbei sind nicht selten die Enden der Gangstücke im Sinne der Fortbewegung umgebogen und schweifartig ausgezogen worden.

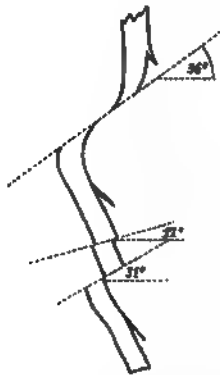


Fig. 153. Gangverschiebungen.
Samsoner Gang, St. Andreasberg. (G. Köhler.)

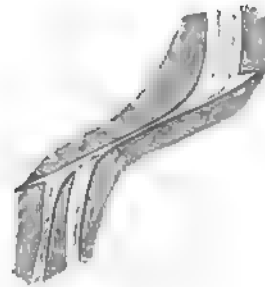


Fig. 154. Gangauslenkung.
St. Andreasberg. (H. Ord.)

Neben den eigentlichen Verwerfungen eines Ganges durch einen anderen oder durch eine Spalte kommen den Verwerfungen ähnliche Störungen in dem Verlaufe der Mineralgänge vor, die dadurch zu erklären sind, dass Gangspalten bei ihrem Entstehen auf steile, flache oder entgegengesetzt einfallende Ablösungsflächen oder Klüfte trafen, diesen als Flächen des geringsten Widerstandes eine Strecke weit folgten und dann in ihrer ursprünglichen Richtung weiter in die Höhe fortsetzten. Derartige Gangauslenkungen (Fig. 154) sind hiernach nicht die Folgen von Verrückungen der fertigen Mineralgänge, auf später entstehenden Klüften, sondern von Ablenkungen aus ihrer Hauptrichtung bei dem Entstehen ihrer Spalten auf bereits vorhandenen Discontinuitäten und sind namentlich aus den Gangdistricten von Andreasberg, Przibram, Nagyag und Clausthal bekannt geworden.

Sechster Abschnitt.

Historische Geologie.

a. Einleitendes.

Allgemeine paläontologische Litteratur.

- F. A. Quenstedt. Petrefactenkunde Deutschlands. Cephalopoden. Tübingen 1845—1849. Brachiopoden. 1869. Echinodermen. 1873. Spongien. 1878. Korallen. 1878. Gastropoden. 1881—84.
- F. A. Quenstedt. Handbuch der Petrefactenkunde. 3. Aufl. Tübingen 1885.
- K. A. v. Zittel. Handbuch d. Paläontologie. München 1876 bis 1893. I. Abt. Paläozoologie von K. A. Zittel; II. Abt. Paläophytologie von A. Schenk.
- K. A. v. Zittel. Grundzüge der Paläontologie. München-Leipzig 1895.
- G. Steinmann u. L. Döderlein. Elemente der Paläontologie. Leipzig 1890.
- H. Graf zu Solms-Laubach. Einleitung in die Paläophytologie. Leipzig 1887.
- E. Koken. Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte. Leipzig 1893.
- E. Koken. Die Leitfossilien. Leipzig 1896.
- H. G. Bronn u. F. Römer. Lethaea geognostica. 3. Aufl. Stuttgart 1854—56. 4. Aufl. von F. Römer als Lethaea palaeozoica 1880 und 1883, II. Bd. von Fr. Frech 1897.
- K. v. Zittel. Palaeontographica. Gegründet von W. Dunker u. H. v. Meyer 1846.
- W. Dames u. E. Kayser. Paläontologische Abhandlungen. Berlin, seit 1882.
- Über die Methoden des paläontologischen Sammelns und Präparierens siehe:
- K. Keilhack. Lehrbuch d. praktischen Geologie. Stuttgart 1896. S. 544 u. f.

§ 1. Die Aufgabe der historischen Geologie ist die Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner; sie erblickt ihr Endziel darin, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen.

Die jeweilige Erscheinungsweise unseres Planeten ist das Gesamtergebnis aller früheren Einzelvorgänge auf demselben, — deshalb nimmt die Mannigfaltigkeit in der Gliederung der Erdoberfläche zu, je länger sich die verschiedenartigen Einwirkungen auf diese letztere bethätigen konnten. Zugleich aber eröffnet diese allmähliche Summierung der Einzelvorgänge und ihrer Resultate bis dahin schlummernden Naturkräften ein Feld für ihre

Thätigkeit und bringt dadurch größere Mannigfaltigkeit in die umgestaltenden Ursachen.

Um sich dieses Entwicklungsgesetz an einem Beispiele zu vergegenwärtigen, stelle man sich ein weites flaches Meer vor. Ein Teil seines Grundes wird über den Meeresspiegel gehoben: es erfolgt eine Scheidung von Land und Wasser. Ein Strich des neu gewonnenen Festlandes wird zur Gebirgsmasse emporgestaut und die Erdoberfläche in Gebirge, Ebene und Meer gegliedert. Die bis dahin stagnierenden Wasser bahnen sich Wege nach der See: es entstehen Flusssysteme, — sie erhalten zugleich Gelegenheit zur Ausübung ihrer thalbildenden und modellierenden Thätigkeit: zu dem früheren Landschaftsbilde gesellen sich Schluchten und Täler, abgerundete Bergrücken und steile Felsgrate. Auf ihrem Wege nach der Tiefe führen die fließenden Gewässer Gesteinsmaterial mit sich fort, schwemmen es nach den Mündungen der Ströme und bilden dort Deltas, und endlich bedeckt sich der nackte Felsgrund unter dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärien mit Geröll, Grus und Erde, — kurz, durch Summierung einander bedingender Einzelvorgänge ward der Meeresgrund zu einer abwechslungsreichen Landschaft.

Weit größer aber als in dem gewählten Beispiele ist die Mannigfaltigkeit der Vorgänge, deren Gesamtheit man als den Entwicklungsprocess unseres Planeten bezeichnet. Die glutflüssige Erde bedeckt sich mit einer Erstarrungskruste; auf dieser condensiert sich das Wasser, welches bis dahin in Dampfform die Atmosphäre angefüllt hatte, und beginnt seine chemische zersetzende und auflösende Thätigkeit auf den Felsgrund auszuüben. Durch Einbrüche, Wölbungen und Faltungen entstehen auf der Oberfläche der sich contrahierenden Erde zuerst Continente, dann Gebirge, und erst jetzt ist das Wasser im Stande, eine mechanische Einwirkung geltend zu machen; unter seinem Kreislaufe gliedert sich das Festland, während seine Niederschläge neue Gesteinsschichten bilden. Unterbrochen wird die Gleichförmigkeit dieser Vorgänge einerseits durch Niveauveränderungen und fortgesetzte Faltungen einzelner Teile der Erdkruste, anderseits durch vulkanische Eruptionen, welche nicht nur eine stete Umgestaltung der verticalen Conturen des Festlandes, sondern auch eine Vermehrung des Gesteinsmaterials auf der Erdoberfläche im Gefolge haben. Inzwischen hat sich die Erde mehr und mehr abgekühlt und so niedere Temperaturgrade angenommen, dass sich organisches Leben auf ihr entwickeln und ausbreiten konnte, um bald den Rang eines der wichtigsten geologischen Factoren einzunehmen. Nach andauerndem Verluste der Eigenwärme der Erde beginnen sich infolge ungleich intensiver Sonnenbestrahlung klimatische Verschiedenheiten bemerkbar zu machen, und jetzt erst ist die Möglichkeit gegeben, dass das Wasser auch in seinen festen Zustand übergehen,

also Eis bilden, und dadurch ein neues geologisches Werkzeug liefern kann. In dem Entwicklungsprocesse der Erde gesellt sich demnach ein geologisches Agens nach dem anderen zu den bereits früher thätigen, — die ebenso zahlreichen wie verschiedenartigen Äußerungen derselben summieren sich, — die Mannigfaltigkeit der tellurischen Verhältnisse nimmt zu, je länger diese Summierung andauert, — in jeder jüngeren Periode herrscht eine größere und in der Jetztzeit die größte Mannigfaltigkeit in der Erdgestaltung.

Nun ist aber das organische Leben abhängig von der Beeinflussung von seiten der umgebenden anorganischen Welt, — es ist der Ausdruck der physischen Verhältnisse, in deren Sphäre es sich entwickelte. Die allmähliche Umgestaltung der tellurischen Erscheinungen spiegelt sich deshalb wieder in der Umprägung des Gesamthabitus der Floren und Faunen, welche unter ihrem Einflusse gediehen. Wie die Gestaltung der Erdoberfläche selbst, so wurde auch der Gesamtcharakter der Erdbewohner durch Summierung dieser Einflüsse im Laufe der Zeitalter ein abwechselungsreicherer. Diese größere Mannigfaltigkeit, zu welcher das anfänglich einfache organische Leben in gleichem Schritte mit der Herausbildung des Erdballes heranreife, äußerte sich einerseits in Vermehrung der Zahl, anderseits in der stufenweise ansteigenden Entwicklung der organischen Formen, und gipfelte sich in dem Reichtume und der Vollkommenheit der Jetztwelt.

§ 2. Abstammungs-, Descendenz- oder Transmutationstheorie. Die Thatsache der allmählichen Umgestaltung und Vervollkommnung des irdischen organischen Lebens im Laufe der geologischen Zeiträume und in demselben Schritte, in welchem die Gliederung der Erdoberfläche an Mannigfaltigkeit zunahm, steht in einem gewissen Zusammenhange mit den Resultaten der gesamten morphologischen Wissenschaften und der Entwicklungsgeschichte der tierischen und pflanzlichen Einzelwesen. In der Gleichartigkeit des Bauplanes zahlreicher und mannigfaltiger Organismen, in der Übereinstimmung der ersten Embryonalzustände der Vertreter ganzer Stämme, in den Erscheinungen der Metamorphose, in der Thatsache, dass sich in den Entwicklungsvorgängen des Individuums (der Ontogenie) die Geschichte der Art oder des Stammes (die Phylogenie) mehr oder weniger vollständig recapituliert, spricht sich die Einheitlichkeit des gesamten Organisationsplanes der Lebewesen aus, — sie hat ihren Ausdruck in dem allmählichen, stufenweisen Erscheinen aller Typen der erdbewohnenden Organismen gefunden, ein Zusammenhang, welchen Darwin durch seine Transmutations- und Descendenz-Theorie zu erklären versucht.

Als Kernpunkte der Darwin'schen Hypothese sind drei Wahrnehmungen anzusehen; die erste ist die Vererblichkeit, wonach sich die Charaktere

der Eltern auf ihre Nachkommen übertragen, — die zweite ist die Veränderlichkeit, durch welche diese Charaktere bei ihrer Vererbung in irgend einer nützlichen, gleichgültigen oder schädlichen Richtung um ein Minimum variieren können, — die dritte ist das Überleben der am vorteilhaftesten ausgestatteten Individuen in dem Kampfe um's Dasein, der sich einstellen muss, da mehr Nachkommen erzeugt werden, als möglicherweise fortleben können, weshalb alle Tiere und Pflanzen sowohl unter einander, wie mit den äußeren Existenzbedingungen um ihre Erhaltung ringen. Die größte Aussicht, diesen Kampf zu bestehen, die anderen Individuen zu überleben und sich fortzupflanzen, hat die am meisten begünstigte, also die mit passenden Abänderungen vom elterlichen Typus versehene Nachkommenschaft. Hier trifft also die Natur eine Auswahl unter verschieden vorteilhaften Abänderungen und begünstigt vorzugsweise die Fortpflanzung der mit nützlichen Abweichungen versehenen Individuen auf Kosten der anderen. Aus gleichem Grunde summieren sich diese nützlichen Abänderungen bei späteren Nachkommen, bis sie endlich zu merklichen Unterschieden heranreifen. Selbstverständlich ist die Nützlichkeit jeder Abänderung von der Beschaffenheit der äußeren Lebensbedingungen abhängig, — die fortwährende Anpassung der vorhandenen Lebensformen an diese äußeren Verhältnisse wird von Darwin als natürliche Züchtung bezeichnet. Das Maß solcher mit wiederholter Fortpflanzung verbundener Abänderung ist unbegrenzt, nach Tausenden von Generationen kann deshalb eine anfänglich kaum definierbare Abweichung vom elterlichen Typus um das tausendfache gehäuft erscheinen, und aus der anfänglichen, von der Urform kaum unterscheidbaren Varietät eine vollkommen verschiedenartige Form entstanden sein. Da nun aber einerseits die mit den hervorragendsten Abweichungen versehenen Individuen die größte Aussicht auf Fortbestand und Fortpflanzung haben, während die Mittelformen erliegen und erlöschen, — da anderseits Abänderungen in einer Gegend, Lage und Gesellschaft nützlich, in einer anderen hingegen schädlich sein können, so stellt sich eine Divergenz des Charakters ein, der zufolge aus einer Grundform Abänderungen in ganz verschiedener Richtung entstehen, fortdauern und sich mit der Zeit zu einander vollkommen unähnlichen Formen herausbilden können. Dieses Entwicklungs- und Fortbildungsgesetz erklärt die Gemeinsamkeit des Ursprunges morphologisch scharf geschiedener Formen, ja die Abstammung aller organischen Wesen, die auf Erden gelebt haben und noch leben, von einer Urform und führt, consequent weiter verfolgt, zur Hypothese von der *Generatio aequivoca*, d. h. von der Möglichkeit der Entstehung organischer aus unorganischer Materie.

Die Geologie bestätigt im allgemeinen die Theorie von dem natürlichen Vervollkommnungsprocesse und der fortschreitenden Entwicklung

der Erdbewohner und zeigt, dass im großen und ganzen ein stetiger Fortschritt des gesamten Organismus von einfachen und niederen zu complicierteren und höheren Stufen des Lebens stattgefunden hat, wenn unsere Wissenschaft auch noch nicht im Stande ist, alle die zahllosen Übergangsformen und Verbindungsglieder zwischen den Tier- und Pflanzengruppen, weder der auf einander folgenden Perioden, noch ein und desselben Zeitalters nachzuweisen. Dies mag seinen Grund darin haben, dass nur Organismen mit Hartgebilden, sowie nur diejenigen Landbewohner Spuren ihrer Existenz hinterlassen haben, welche zufällig vom Wasser ergriffen und vom Schlamm bedeckt worden sind, dass ferner nur gewisse Sedimente den Versteinerungsprocess begünstigen, andere aber (z. B. grobe Sandsteine und Conglomerate) die Möglichkeit der Erhaltung fast vollständig ausschließen. So ist uns denn nur ein kleiner Bruchteil der früheren Tier- und Pflanzenwelten überliefert worden, und von diesen Resten ist wiederum nur ein verschwindend kleiner Teil zu unserer Kenntnis gekommen. Die Urkunde, welche wir von der Entwicklung der Erdbewohner besitzen, ist deshalb höchst lückenhaft und unvollständig, doch werden fortwährend Funde gemacht, welche diese Lücken mehr und mehr ausfüllen.

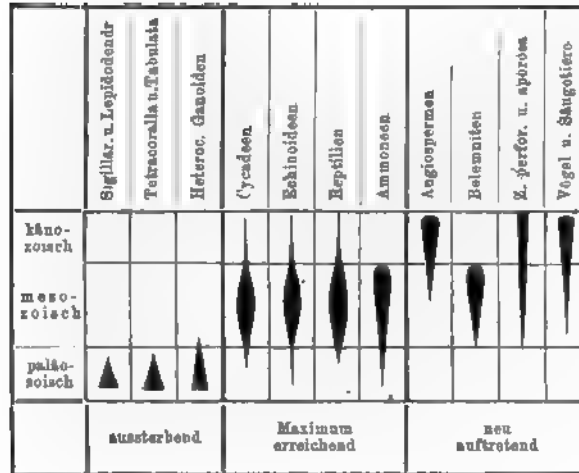
Die zahllosen Sprünge, die sich in der Aufeinanderfolge der organischen Wesen der Vorwelt von den ältesten Formationen herauf bis in die Neuzeit zeigen, haben jedoch noch einen zweiten Grund von größter Tragweite, den wir bereits auf S. 169 einer Betrachtung unterworfen haben. Er ist in den Niveauveränderungen zu suchen, von welchen die Erdoberfläche und mit ihr der jeweilige Meeresgrund fortwährend betroffen wurden. Eine große Anzahl geologischer Thatsachen, die am angeführten Orte besprochen sind, beweisen diese oft wiederholten Oscillationen. Nun wissen wir aber, dass die Meeresbewohner durch ihre Abhängigkeit von dem Erfülltsein gewisser Lebensbedingungen an ganz bestimmte Niveaus oder über einander liegende Zonen des Meeres gebunden sind und auch früher gebunden waren. Jede der häufigen, zwar lokalen, aber dennoch weite Areale betreffenden Hebungen oder Senkungen veränderte das Niveau des Meeresgrundes, hob den ursprünglichen Tiefseeboden in die Höhe oder ließ den Grund seichter Meere oder selbst Festlande in beträchtliche Tiefen sinken. Diese sämtlichen Niveauveränderungen bedingten eine Umgestaltung der den Faunen gebotenen Lebensbedingungen und deshalb die Auswanderung jener, oder, wo dies unmöglich, ihr Aussterben, kurz einen steten, oft grellen Facieswechsel. An ihre Stelle rückten aus benachbarten Arealen neue Bewohner, für welche der dislocierte Schauplatz die nötigen Lebensbedingungen bot. Infolge solcher Aus- und Einwanderungen nahmen Faunen aus von einander unabhängigen Entwicklungsarealen Besitz von ihnen bis dahin ganz fremden Gebieten. Das Resultat solch stetiger Oscillationen war die

continuierliche Wanderung der Meeresbewohner, deren abgestorbene Reste von den Schlammabsätzen der See umschlossen und in den sich aufbauenden Schichtenreihen als Versteinerungen überliefert wurden. Wir dürfen deshalb in den meisten Fällen die Urahnen einer Tierform und die Verbindungsglieder zwischen beiden nicht, wie wir geneigt sein mögen, in verticaler Richtung unter einander, sondern in oft weit von einander getrennten Gegenden suchen. Ein verticales Profil durch eine Schichtenreihe wird unter solchen Verhältnissen selbst in nur durch geringe Mächtigkeit getrennten Ablagerungen weit von einander getrennte Stadien des Entwicklungsganges einer Tierform zu Tage fördern.

Überzeugende geologisch-paläontologische Beweise für die einheitliche Entwicklung der organischen Welt liefern die Collectivtypen (Misch-1) *Collectiv types.* formen, in denen sich jetzt auf verschiedene Gattungen verteilte Merkmale noch vereint finden), sowie die Embryontypen (Formen, die verglichen 2) *Embryonic types.* mit solchen der späteren Zeit im Embryonalzustande stehen geblieben sind), ferner die lückenlosen Formenreihen von sich durch die Schichtencom- 3) *Complex series* plexe hindurch ziehenden stetig verändernden fossilen Organismen, endlich die Parallele zwischen Ontogenie und der geologischen Aufeinander- 4) *Ontogenetic parallel* folge verwandter fossiler Formen sowie die Abhängigkeit der Verbreitung unserer jetzigen Floren und Faunen von derjenigen ihrer fossilen Vorläufer. 5) *Differences in distribution*

§ 3. Geologische Perioden und Formationen (Systeme). Auf der Thatsache, dass in den jüngeren Gesteinsablagerungen die Zahl der Tier- und Pflanzentypen wächst, dass ferner der organische Gesamtcharakter der Vorzeit einer fortschreitenden Vervollkommnung und mit dieser einer Annäherung an den der Jetztwelt unterworfen ist, dass also eine fortwährende Umgestaltung der Faunen und Floren stattgefunden hat, auf diesen Thatsachen beruht die Einteilung der Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl Perioden. Bezeichnend für jede derselben ist das erste Auftreten gewisser höher organisierter Tier- und Pflanzentypen, zugleich aber das Dominieren anderer, bereits in der vorigen Periode auf der Bühne erschienenen Geschlechter und Familien, welche erst jetzt das Maximum ihrer Entwicklung erlangen, und endlich das Erlöschen von Formen, welche für frühere Zeiten charakteristisch waren.

Beispielsweise mögen die Veränderungen der Tier- und Pflanzenwelt, welche zur Abtrennung des mesozoischen von dem känozoischen und von dem paläozoischen Zeitalter Veranlassung gegeben haben, auf folgender Seite graphisch dargestellt werden:



Aus diesem Schema geht hervor, dass am Ende des paläozoischen Zeitalters ausstarben die Lepidodendren und Sigillarien, welche bis dahin eine üppige Entwicklung gehabt hatten, ebenso die Korallenabteilungen der Tetracoralla (*Zoantharia rugosa*) und Tabulata, sowie die heterocercalen Ganoidfische; — dass die Cycadeen, Echinoideen, Ammonoiten und Reptilien, früher verhältnismäßig selten, jetzt das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen, und dass endlich die Angiospermen, die Hexacoralla (*Zoantharia perforata* und *aporosa*), die Belemniten, Vögel und Säugetiere auf der Weltbühne neu erscheinen. Derartige Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, wie sie durch die gewählten Beispiele bewiesen werden, die sich aber noch durch zahlreiche andere ergänzen ließen, sind der Grund gewesen, den Zeitraum, an dessen Grenzen und in welchen diese Umgestaltungen fallen, als besonderen Abschnitt aufzufassen und von den übrigen abzutrennen. Ähnliches gilt von allen Perioden der Erdentwicklungsgeschichte.

Die Producte der gesteinsbildenden Thätigkeit während jedes einzelnen dieser Zeitabschnitte, also die Schichtencomplexe, welche während derselben zur Ablagerung gelangten, nennt man **Formationen (Systeme)**. Diese sind demnach für uns die Repräsentanten der geologischen Perioden und umschließen in ihrer Gesteinsmasse, gewissermaßen als Inschriften und Denkmünzen aus den Zeiten, welchen sie ihre Entstehung verdanken, die Reste der damaligen Tier- und Pflanzenwelt. Diese versteinierungsführende Schichtenreihe haben glutflüssige Laven durchbrochen und sich auf ihr deckenartig ausgebreitet oder zu Kuppen aufgestaut, um von neuem von den Sedimenten des Meeres bedeckt zu werden. Wie nun der Historiker die

Sitten, den Culturzustand, die politischen und religiösen Verhältnisse, kurz die Geschichte der ältesten Völker aus den Ruinen ihrer Bauten, aus den Schriftzügen und Bildwerken an deren Mauern, aus den im Schutte begraben Gerätschaften, Waffen und Münzen entziffert, auf ähnlichem Wege sucht der Geologe die Spuren, welche verschwundene Zeitalter in der Erdkruste zurückgelassen haben, mit Bezug auf die Entwicklungsgeschichte der Erde zu deuten.

Das große Ziel, welches uns vorschwebt, ist noch nicht erreicht, — ist doch selbst die Oberfläche unseres Planeten nur teilweise, mancher unserer Continente fast nur in seinen Conturen bekannt, wie viel weniger das, was in der Tiefe verborgen ist und was der Aufschlüsse durch die eindringende Civilisation und durch den nach unterirdischen Schätzen suchenden bergmännischen Unternehmungsgeist harrt.

§ 4. Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Facies gleichalteriger Ablagerungen. Die gesteinsbildenden Vorgänge beschränken sich nicht auf das Meer, sondern vollziehen sich gleichzeitig auch auf dem Festlande und innerhalb der auf diesem fließenden und stehenden Gewässer. Eine Formation kann deshalb nach diesen ihren verschiedenartigen Bildungsmedien zweierlei durchaus abweichenden petrographischen und paläontologischen Charakter aufweisen, indem sie als marine oder aber als terrestre Ablagerung auftritt. Jedoch auch innerhalb des Verbreitungsgebietes jeder dieser Ausbildungsweisen bleibt sich ihr Charakter nicht gleich. Terrestrische Ablagerungen können in Sümpfen, Seen oder Flüssen, selbst auf vollkommen trockenem Lande, z. B. durch die Wirkung der Winde und Gletscher vor sich gehen. Ebenso muss sich im Bereiche des Meeres infolge dessen ungleicher Tiefe und deshalb auch ungleicher physischer und faunistischer Verhältnisse der paläontologische Charakter der sich niederschlagenden Schichten zu einem local durchaus verschiedenartigen gestalten. Die Bewohner des Brackwassers sind verschieden von denen des offenen Meeres, die der heißen Zonen von denen polarer Regionen, die der Uferzonen von denen des tiefen Oceans, — gleichzeitige Sedimente ein und desselben Meeresbeckens werden deshalb in verschiedenen Gebieten ihrer Ausdehnung die in den Schlamm sinkenden Leichname durchaus verschiedener Faunen umhüllen. Dasselbe war in der Vorzeit der Fall, so dass der paläontologische Charakter einer über große Areale ausgebreiteten Formation in horizontaler Richtung wesentliche Veränderungen erleidet, indem ein und derselbe Schichtencomplex hier die Reste der Bewohner der hohen See oder des tiefen Oceans, dort die Bewohner des flachen Küstenmeeres, an einem dritten Punkte die Überbleibsel einer Fauna und Flora des Brackwassers und der Lagunen oder endlich diejenigen der Sümpfe und des Festlandes umschließt. Mit einem derartigen Wechsel

des paläontologischen Habitus geht eine Veränderung des petrographischen Charakters der betreffenden Schichtenreihe Hand in Hand, da beide von ähnlichen Bedingungen abhängig sind. Solche Verschiedenheiten des paläontologischen und petrographischen Habitus einer Formation bezeichnet man als verschiedenartige Facies derselben und zwar 1. als deren terrestre, 2. als deren marine Facies, und unterscheidet innerhalb der ersteren wiederum eine limnische Facies (Ablagerungen in Süßwasserbecken), eine paralische Facies (Ablagerungen in flachen Küstenländern), eine äolische und eine fluviatile Facies, — innerhalb der marinen wiederum eine litorale, eine Seichtwasser- und eine Tiefsee- (oder pelagische) Facies (siehe S. 303).

Sehr großartig machen sich derartige verschiedene Faciesbildungen z. B. in der Steinkohlenformation Nordamerikas geltend. In ihrem östlichen Verbreitungsgebiete besteht dieselbe aus Conglomeraten und aus Sandsteinen mit fossilen Landpflanzen, sowie mit Steinkohlenflötzen und besitzt in diesem Zustande eine terrestre Facies. Weiter nach dem Mississippi zu werden zunächst die unteren Conglomerate und Sandsteine, noch weiter nach Westen auch die oberen an Kohlenflötzen reichen Sandstein- und Schiefer-complexe durch Kalksteine mit Resten von Meeresbewohnern vollständig verdrängt, wodurch die Formation eine marine Facies erhält. Auch in Europa ist die carbonische Periode durch Formationen von total verschiedener Facies repräsentiert, und zwar als terrestre Bildung durch die productive Kohlenformation, als Litoralbildung durch den Culm, als oceanische Bildung durch den Kohlenkalk. In einem ganz ähnlichen Verhältnisse steht die steinkohlenführende Wealdenbildung zur untersten Kreideformation, ferner der Old Red Sandstone zum Devon. Kaum irgend eine Formation aber ist in einer so großen Zahl von durchaus unter einander abweichenden Faciesgebilden zur Ablagerung gelangt, wie die Trias und das Tertiär (s. diese). Beide illustrieren auf das einleuchtendste, wie klimatische Unterschiede, Meeresströmungen, mehr oder weniger beträchtliche Tiefe und felsige, sandige oder schlammige Beschaffenheit des Meeresgrundes, sowie Oscillationen desselben eine zum Teil vollkommene Verschiedenartigkeit benachbarter Faunen und Sedimente, also die Ausbildung verschiedenartiger Localfacies der Formationen bedingen.

§ 5. **Grenzen der Formationen von oben nach unten.** Unter einer Formation versteht man den Inbegriff einer Anzahl von Schichten, welche sich dadurch als ein zusammengehöriges Ganzes darstellen, dass ihr paläontologischer Charakter (d. h. der Gesamtcharakter der in ihnen eingeschlossenen organischen Reste) durch die ganze Mächtigkeit des betreffenden Schichtencomplexes hindurch im wesentlichen derselbe bleibt. Die Formationen sind also die Einzelcomplexe der mächtigen Schichtenreihe,

aus welcher die äußere Erdkruste besteht, — Complexe, welche ihre Begrenzung nach oben und unten durch die Entwicklung neu erscheinender und das Aussterben bislang vorhandener organischer Formen erhalten. Der Vorgang dieser Umgestaltung des organischen Gesamtcharakters war ein allmählicher und ununterbrochen vor sich gehender, kein plötzlicher, durch alles umgestaltende Revolutionen hervorgerufener, — die Grenzen, welche wir nach der Verschiedenheit ihrer organischen Reste zwischen den Formationen ziehen, sind deshalb ziemlich willkürlich. Wären die sämtlichen Formationen von der ältesten bis zur jüngsten an irgend einem Punkte in lückenloser Vollständigkeit und in ein und derselben Facies zur Ablagerung gelangt, so würde der Versuch einer Gliederung dieser mächtigen Schichtenfolge in einzelne Formationen ein vergeblicher sein, es würde vielmehr der Wechsel des paläontologischen Charakters von den älteren nach den jüngeren Formationen durch allmähliche Übergänge fast unmerklich gemacht werden. Nun bestehen aber thatsächlich die Schichtenreihen, aus welchen die oberflächlichen Teile der Erdkruste zusammengesetzt sind, infolge oft wiederholter Hebungen und Senkungen ihres Ablagerungsgebietes aus einem steten Wechsel von Sedimenten der verschiedenartigsten Facies. Auf dieser Einschaltung anders gearteter Faciesbildungen sind die meisten der angenommenen Formationsgrenzen basiert. Die anscheinend scharfen Grenzen, die Sprünge zwischen den einzelnen Formationen, die scheinbaren Lücken in der Continuität beruhen auf dieser sich oft wiederholenden Alternierung ungleichwertiger, also unter anderen Bedingungen entstandener Ablagerungen, d. h. auf dem Facieswechsel (vgl. S. 356).

§ 6. Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichtencomplexen. Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, dass zweierlei Hilfsmittel zu Gebote stehen, um das geologische Alter eines Schichtencomplexes oder einer einzelnen Schicht, also deren Zugehörigkeit zu einer der Formationen, in welche wir die sedimentäre gesamte Schichtenreihe gliedern, zu entscheiden: die Versteinerungsführung (der paläontologische Habitus) und die Lagerungsverhältnisse. Da letztere nur dort zur Geltung gelangen können, wo mehrere Formationen in vergesellschafteter Lagerung auftreten, werden in den meisten Fällen die organischen Reste, welche der fragliche Schichtencomplex umschließt, den Ausschlag geben müssen. Da jedoch die Veränderungen des Gesamtcharakters der vorweltlichen Faunen und Floren weder ruckweise stattfanden, noch sich in einer vollständigen Verdrängung des bisher Bestandenen durch neue Erscheinungen kund gaben, vielmehr nur einzelne Formen neu auftraten oder sich für aussterbende Typen einstellten, so sind auch nicht alle fossilen Reste einer Formation charakteristisch für dieselbe. Diejenigen aber, deren Existenz auf einzelne Perioden beschränkt war, welche also

bestimmten Schichtencomplexen ganz ausschließlich angehören und somit für diese letzteren bezeichnend sind, nennt man Leitfossilien. So sind die Nummuliten Leitfossilien der Tertiärformation, die Hippuriten der Kreideformation, die Belemniten der Jura- und Kreideformation, die Sigillarien und Lepidodendren der Steinkohlenformation, die Graptolithen der Silurformation.

Früher glaubte man in dem petrographischen Charakter der Formationen bezeichnende Merkmale zur Identificierung derselben zu besitzen. Für locale Untersuchungen giebt zwar die Ähnlichkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher, aber getrennt auftretender Formationen einen wesentlichen Anhaltspunkt ab, — im allgemeinen jedoch und bei der Altersbestimmung räumlich entfernter Ablagerungen besitzt der petrographische Habitus einer Schichtenreihe an und für sich keinen Wert als maßgebendes Hilfsmittel. Einerseits wiederholen sich nämlich genau dieselben Sandsteine und Kalksteine, zum Teil auch Mergel, Thone und Conglomerate in fast jeder Formation von der ältesten bis zur jüngsten, besitzen also nichts charakteristisches für ein bestimmtes geologisches Niveau, — anderseits bleibt der petrographische Habitus einer weit ausgedehnten Ablagerung selbst in horizontaler Richtung nicht constant, hat vielmehr an verschiedenen Punkten ihrer Verbreitung eine durchaus verschiedenartige Ausbildung erlangt. So mag eine Schichtenreihe von Conglomeraten in ihrer Streich- oder Fallrichtung in Sandstein, dieser in Schieferthone und Mergel, und diese endlich in Kalkstein übergehen. Noch entschiedener tritt die Verschiedenartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher Formationen hervor, wenn deren Ablagerung in getrennten Bildungsräumen oder unter abweichenden Verhältnissen vor sich ging, wofür die petrographische Unähnlichkeit der Gesteine, welche die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten zusammensetzen, ein treffliches Beispiel liefert. Auf Rügen, bei Calais und Dover ist weiße Schreibkreide mit Feuersteinknollen, in der sächsischen Schweiz Sandstein, in Hannover und Braunschweig Mergelkalk und plastischer Thon, in Frankreich, Belgien und dem östlichen Nordamerika Glaukonitmergel das vorwaltende Material der dort vertretenen Kreideformation, eine größere Schwankung in dem petrographischen Charakter also kaum denkbar. Dennoch gehen sich alle diese verschiedenen Ablagerungen durch die gemeinsame Führung einzelner identischer und zahlreicher nahe verwandter Tier- und Pflanzenformen als gleiche Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Erde, also als gleiche Formation zu erkennen.

So entscheidend der paläontologische Habitus für die Stellung eines Schichtencomplexes in der Formationsreihe, für das geologische Alter einer Formation ist, so lässt uns doch dieses Kriterium in gewissen Fällen im Stich. So sind in den ältesten Formationen der Erdkruste Reste, deren

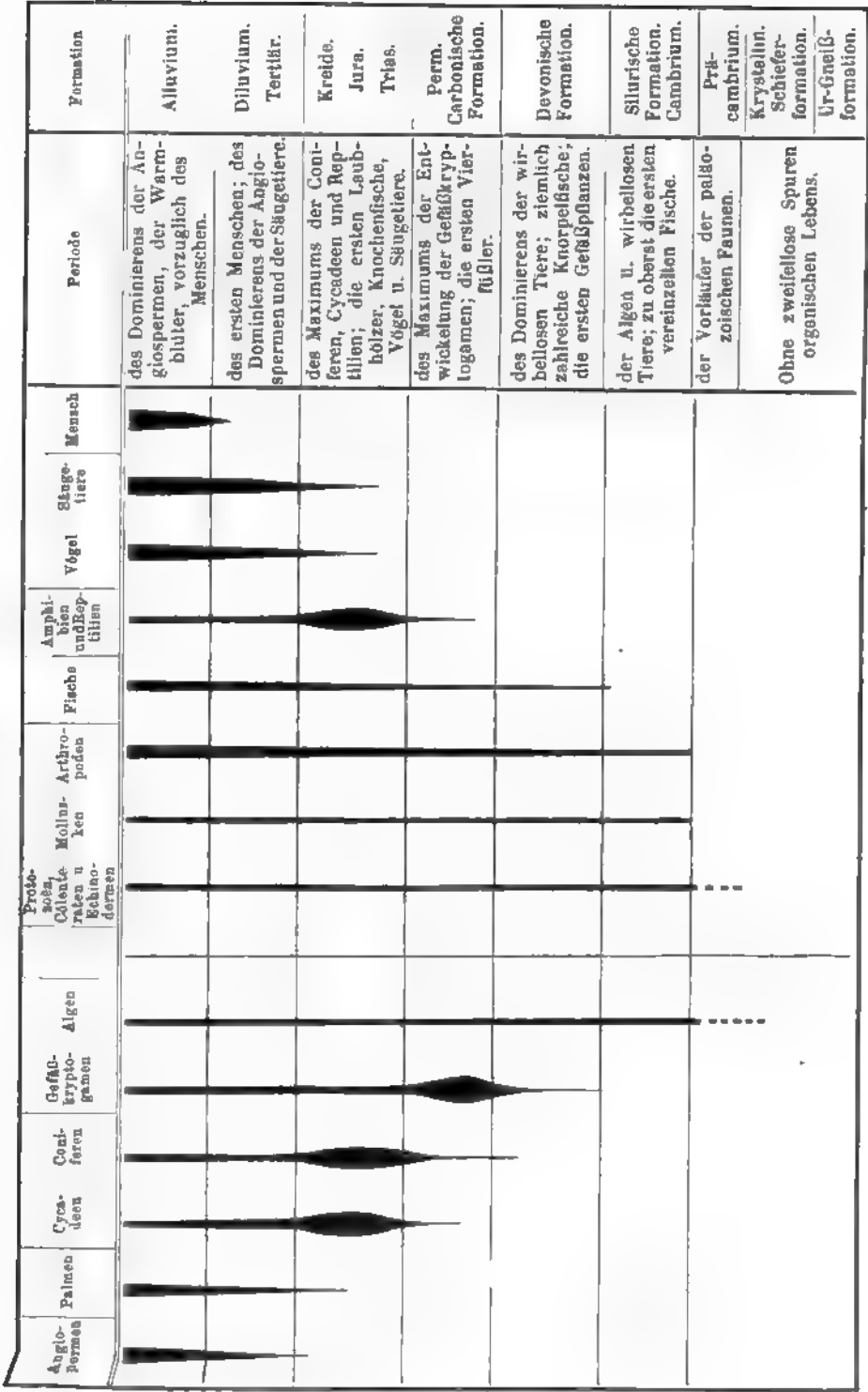
Ursprung zweifellos ein organischer wäre, noch nicht bekannt. Auf sie kann das Hauptkriterium für die Altersbestimmung von Sedimentärgesteinen, ihr paläontologischer Habitus, keine Anwendung finden, jedoch sind ihre Lagerungsverhältnisse, ihr Auftreten an der Basis aller Formationen, im Verein mit ihrem eigentümlichen und sich auffällig gleichbleibenden petrographischen Charakter Erscheinungen, welche sie auf das untrüglichste kennzeichnen.

Ganz ähnliches ist bei zahlreichen anderen Schichtencomplexen der Fall, welche entweder zur Erhaltung von organischen Resten nicht geeignet waren oder deren Bildung unter Verhältnissen vor sich ging, welche organisches Leben local ausschlossen. Unter solchen Umständen gehen die Lagerungsbeziehungen der fraglichen versteinerungsleeren Schichtenreihe zu anderen versteinerungsführenden den Ausschlag bei der Entscheidung über ihre Zugehörigkeit zu der einen oder der anderen Formation. Diese Methode der Altersbestimmung beruht auf der Thatsache, dass die Aufeinanderfolge der Formationen überall dieselbe ist, dass also äquivalente Formationen gleiche Stellung in der gesamten Schichtenreihe, also gleiches relatives Alter besitzen. Tritt z. B. eine mächtige versteinerungsleere Schichtenreihe zwischen der oberen Silurformation und der unteren Steinkohlenformation auf, so muss sie der Repräsentant der devonischen Formation sein, welche sich an einer anderen Stelle durch ihren Reichtum an gewissen Korallen, Brachiopoden und Trilobiten, an einer noch anderen durch das ausschließliche Auftreten von abenteuerlich gestalteten Panzerfischen kenntlich macht.

§ 7. Gliederung der Entwicklungsgeschichte und der entsprechenden Schichtenreihe der Erdkruste in Perioden und Formationen. Wie bereits früher, namentlich im Paragraph 2 erwähnt, haben die Veränderungen, welche die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche während ihrer allmählichen Herausbildung zu ihrer jetzigen Gestalt erlitten, ihren Ausdruck in der steten Vermehrung der Typen und in der Vervollkommnung des Gesamtcharakters der die Erde bevölkernden Tier- und Pflanzengestalten gefunden. Nach den wesentlichsten Veränderungen des letzteren zerfällt die Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl Perioden, welchen ebensoviel Formationen entsprechen. Dieser Entwicklungsprocess des organischen Lebens ist in umstehender Tabelle graphisch dargestellt, in welcher die verticalen Linien die wichtigsten Tier- und Pflanzentypen und die horizontalen Felder die Zeitabschnitte repräsentieren, in welche die Geschichte der Erde infolge des stufenweisen Erscheinens der ersteren gegliedert wird (s. S. 364).

Mit dem allmählichen Erscheinen höher organisierter Formen auf dem Erdballe geht eine Annäherung des vorweltlichen Gesamtcharak-

Graphische Darstellung
der allmählichen Entwicklung des organischen Lebens auf der Erde.



ters an den der Jetztwelt Hand in Hand. Von den Lebewesen in dem ältesten aller Oceane, aus welchem sich das Material der archaischen Formationen niederschlug, sind uns keinerlei sichere Spuren erhalten. Außerordentlich fremdartig aber und einem Landschaftsbilde unserer Tage wenig vergleichbar war der irdische Schauplatz während der cambrischen, silurischen, devonischen, carbonischen und permischen Formation. Trilobiten, formenreiche Nautilen und Brachiopoden, Graptolithen, Cystideen, gepanzerte und heterocercale Knorpelfische bevölkerten die Oceane, während die Continente anfänglich nackt und tot waren; erst später bedeckten riesenhafte Farne, Schachtelhalme, Sigillarien und Lepidodendren in ausgedehnten Dschungeln und in üppigem Wachstume das Festland. Die Entwicklung der Reptilien, das Überhandnehmen der Zweischaler und Gastropoden, sowie der Cycadeen und Coniferen, das Zurücktreten der Gefäßkryptogamen, das Erscheinen der ersten Säugetiere und Vögel, sie bereiten schon auf die dem Auftreten des Menschen vorausgehende Entwicklungsstufe des organischen Reiches, auf das Zeitalter der Palmen, angiospermen Dicotyledonen, Knochenfische und Säugetiere vor. Nach dieser ihrer größeren oder geringeren Ähnlichkeit ihres paläontologischen Charakters mit dem der Jetztwelt vereinigt man die einzelnen Perioden zu vier »Zeitaltern« oder »Aeren« und die während dieser Zeitabschnitte abgelagerten Formationen zu folgenden vier »Gruppen«:

- IV. **Die känozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Quartär- und Tertiärformation;
- III. **Die mesozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Kreide-, Jura- und Triasformation;
- II. **Die paläozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Perm-, Carbon-, Devon-, Silur-, cambrischer und präcambrischer Formation;
- I. **Die archaische Formationsgruppe**, bestehend aus der Ur-Schiefer- und der Ur-Gneißformation.

Auf der anderen Seite hat man die einzelnen Formationen nach geringfügigeren Schwankungen, welche sich in dem organischen Charakter der sie aufbauenden Schichtencomplexe kundgeben, in »Abteilungen«, diese in »Stufen« (oder »Etagen«), und diese wiederum in »Zonen« und »Schichten« gegliedert, für deren jede gewisse Pflanzen- und Tierformen charakteristisch sind, also als Leitfossilien dienen können.

Eine Übersicht über diese Gliederung und Versteinerungsführung erhält man durch umstehende Tabelle:

Tabellarische Übersicht

der

Perioden in der Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, sowie der während jener zur Ablagerung gekommenen Formationen, von der jüngsten zur ältesten.

Viertes Zeitalter: die Neuzeit der Erde.

Die känozoischen Perioden und Formationen.

Periode des Mammut und des Urmenschen.	Die Quartär-formation.	Alluvium, recente Süß- u. Salzwasserbildungen, Torfmoore, Korallenbauten, moderne vulkanische Producte (jungquartäre Gebilde). Diluvium, Löß, Höhlenlehm, erratische Blöcke, Moränen, Geröll- und Sandablagerungen der Eiszeit (altquartäre Gebilde).	Jetzige Fauna und Flora. Mammut, Knochennashorn, Höhlenbär, Rentier, Aurochs, Moschusochs, Pferd, Riesenhirsch u. s. w. Die ersten Spuren des Menschen in Europa.
Periode der Mastodonten.	Das Jung-tertiär, Neogen.	Pliocän (Belvedere-Schotter, Congerien-Tegel, Dinotherien-Sand. Crag). Miocän, Cerithienkalk, Leithakalk, obere Meeresmolasse, Braunkohlen der Mark, der Wetterau.	Mastodon, Dinotherium, Hipparion, Hirsche, Affen. In Centraleuropa: Palmen, Bambus, Lorbeer, Feige, Pappel, Ulme, Birke, Magnolien, Sequoia, Taxodium.
Periode der Paläotherien und Nummuliten.	Das Alt-tertiär.	Oligocän, Gypse des Montmartre, Septarienthone, norddeutsche Braunkohlenbildung z. T. — untere Meeresmolasse, bernsteinführende Schichten des Samlandes. Eocän, Pariser Grobkalk, Londonthon, Nummuliten- und Flyschformation.	Paläotherium, Anoplotherium, Xiphodon, Dinoceraten, Nummuliten. In Centraleuropa: eine echt tropische Flora.

Drittes Zeitalter: das Mittelalter der Erde.**Die mesozolschen Perioden und Formationen.**

<p>Periode der Hippuriten und der Nebenformen der Ammoniten, sowie der ersten Laubbölzer.</p>	<p>Die Kreide- formation.</p>	<p>Senon, Schreibkreide, Kreidetuff, oberster Quadersandstein, ob. Grünsand, Danien. Emscher Mergel u. Sndst. Turon, Strehlener Pläner, mittlerer Quader, Gosau-mergel, roter Pläner. Hippuritenkalk. Cenoman, unterer Quader, Essener Grünsand (Tourtia), chloritische Kreide, Varians-Schichten. Gault, Flammenmergel, Gargasmergel, Speetonthon, Ancyloceras-Schichten, Godulasandstein. Neocom, Hils, Lowergreen-sand, Spatangenkalk, Caprotinienkalk. Gleichzeitig mit d. unteren Neocom eine Sumpf- u. Deltaabildung, die Wealdenformation mit Steinkohlenflötzen.</p>	<p>Viel Schwämme, Foraminiferen, Bryozoen, Spatangen, Hippuriten, z. B. Caprotina, u. Hippurites; Inoceramen, Austern (Gryphaea, Exogyra, Ostrea, Ammonites und seine Nebenformen, z. B. Hamites, Scaphites, Turritites, Baculites, ferner Belemniten — Dinosaurier Iguanodon; Mosasaurus. Die ersten Laubbölzer, neben diesen tropische Nadelhölzer, Cycadeen und Kryptogamen. Am Schlusse dieser Periode sterben Hippuriten, Ammoniten und Belemniten vollständig aus.</p>
<p>Periode der Nerineen, sowie der Haupt- entwicklung der Ammoniten, Belemniten u. Reptilien.</p>	<p>Die Jura- formation.</p>	<p>Weißer oder oberer Jura, Korallen- und Scyphienkalk, Pteroceras-Schichten, sämtlich meist helle Kalke und Mergel, sowie Dolomite und Oolithe. Brauner oder mittlerer Jura, Eisenoolithe, Sandsteine, dunkle Thone. Lias oder schwarzer Jura, dunkle bituminöse Schiefer und Sandsteine, sowie Kalksteine u. oolithische Eisenerze.</p>	<p>Sehr viel riffbauende Korallen u. Spongien, Pentacriniten, Ostrea, Gryphaea, Exogyra, Trigonia, Pteroceras, Nerinea, Belemniten, Ammoniten, Aptychen, Schildkroten, Krokodile, Meeressaurier Ichthyosaurus, Plesiosaurus, Flugsaurier (Pterodactylus), Dinosaurier, erste Knochenfische, erste Vogel (Archaeopteryx), Beuteltiere. Die Flora besteht aus Kryptogamen, Coniferen und Cycadeen.</p>
<p>Periode der Labyrinthodonten, zabreichen echten Ammoniten und der ersten Säugetiere.</p>	<p>Die Trias- formation.</p>	<p>Rhät (Kobener Schichten, Schichten der Avicula contorta. Keuper, bunte Mergel, Lettenkohle, Dolomite und Gyps. In den Alpen Raibler, St. Cassian-, Partnach-Schichten; Hallstädter Kalk, Dachsteinkalk, Schlierndolomit, Muschelkalk, Kalksteine, Dolomite, Gyps, Steinsalz. In den Alpen Virgloria- u. Recoarokalk. Buntsandstein, Sandsteine, Roth. In den Alpen Werfener Schichten.</p>	<p>Die ältesten Säugetiere (Beuteltiere), die ersten echten Ammoniten Ceratites, Arcestes, Trachyceras, Cidaris, Encrinurus huiiformis, die ersten langschwänzigen Krebse Pemphix, Meersaurier Nothosaurus. Labyrinthodonten Mastodonsaurus, Trematosaurus. Riesige Schachtelhalme (Equisetum), Cycadeen und Nadelhölzer.</p>

Zweites Zeitalter: das Altertum der Erde.**Die paläozoischen Perioden und Formationen.**

Periode der heterocercalen Schmelzschuppper und Ur-Vierfüßler.	Die permische Formation oder die Dyas.	Zechsteinformation, Kupferschiefer, Zechstein, Dolomit, Gyps, Steinsalz, Mergel. Rotliegendes, Conglomerate, Sandstein, Letten.	Verkieselte Farnstünke und Coniferen; Cycadeen, Stegocephalen (Branchiosaurus, Archegosaurus), erste Reptilien (Palaeohatteria, Proteosaurus), heterocercale Ganoidfische, z. B. Palaeoniscus, viel Productus, Spirifer, Schizodus und Bellerophon, erste echte Ammonoiten.
Periode der Kryptogamen und der ersten Amphibien.	Die carbonische Formation oder das Steinkohlengebirge.	Productive Kohlenformation, Sandstein, Schieferthon, Kohlenflütze Subcarbonische Formation, Kalke, Grauwacken, Thon- und Kiesselschiefer, Kohlenkalk, Culm).	Die Trilobiten erlöschen; Fusulina; Maximum der Crinoiden, Blastoiden u. echten Crinoiden. Viel Brachiopoden, namentlich Productus; Spinnen und Insekten, erste Stegocephalen. Großartige Entwicklung von Sigillaria, Lepidodendron, Calamites und Farnen.
Periode der Panzer- ganoiden und ersten Landpflanzen	Die devonische Formation.	Oberdevon, Clymenienkalk, Goniatitenkalk, Cypridinen- schiefer. Mitteldevon, Stringocephalenkalk, Calceolaschiefer. Unterdevon, Spiriferen- Sandstein. Local vertreten durch den Old Red Sandstone.	Local Landpflanzen Gefäß- kryptogamen; viel Tetra- coralla (Calceola) u. Tabulata, Brachiopoden (Spirifer, Stringocephalus, — Goniatiten u. Clymenien. — Neue Trilo- bitenfauna (Phacops, Homal- lonotus). Panzerganoiden (Pterichthys, Coccoosteus, Cephalaspis).
Periode der Trilobiten, Nautilen, Cystideen und Graptolithen.	Die silurische formation.	Obersilur, Intersilur, Grauwacken, Thonschiefer, Quarzite und Kalke, sowie Graptolithenschiefer und Alaunschiefer.	Vegetation Tange, Tiere fast ausschließlich wirbellos: Tabulata Halysites, Calamopora; Graptolithen; Cystideen; von Brachiopoden Orthis, Pentamerus, von Nautilen Ortho- ceras, Cyrtoceras, Gompho- ceras, Lituites; von Trilobiten Asaphus, Illaenus, Triaculeus, Calymene.
Periode der Trilobiten und Linguliden.	Die cambrische Formation (Primordial- stufe)	Ober-, Mittel- u. Unter-Cambrium Thonschiefer, Sandsteine, Grauwacken; An der Basis Conglomerate.	Tange, Trilobiten: Olenus, Dikelocephalus, Agnostus, Paradoxides, Olenellus; Lin- guliden, Oboliden.
Periode Vorläufer der cambrischen Fauna	Die prä- cambrische algonkische Formation	Sandsteine, Quarzite, Conglo- merate, phyllitische Schiefer u. s. w.	Wenig deutliche Reste von Discina, Lingula, Hyolithes; Wurmsspuren.

Erstes Zeitalter: die Urzeit der Erde.
Die archaischen Perioden und Formationen.

<i>gamm.</i> Periode der voraus- gesetzten Anfänge organischen Lebens. <i>Phanerozoen.</i>	Das krystalli- nische Schiefer- gebirge. Das Ur-Gneiß- gebirge.	Phyllitformation, Phyllite, Quarzit, Kalke, Chlorit-, Talk- und Graphit- schiefer. Glimmerschiefer- formation, Glimmerschiefer, Horn- blendeschiefer, Kalk, Quarzit, Gneißformation, Gneiß, Hornblendegneiß, Granulit, Quarzit, krystall. Kalk und Graphit.	Die Graphite organischen Ursprunges. Ohne organische Reste.
---	---	--	---

Aus Obigem ergibt sich folgende
Gliederung der sedimentären Schichtenreihe.

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation.

Alluvium,
Diluvium.

Tertiärformation.

Pliocän,
Miocän,
Oligocän,
Eocän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation.

Senon,
Turon,
Cenoman,
Gault,
Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Juraformation.

Oberer oder weißer Jura (Malm),
Mittlerer oder brauner Jura (Dogger),
Unterer oder schwarzer Jura (Lias).

Triasformation.

Keuper,
Muschelkalk,
Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Permische Formation (Dyas).

Zechstein,
Rotliegendes.

Carbonische oder Steinkohlenformation.**Productive Steinkohlenformation,****Flötzleerer Sandstein (Millstone grit),****Culm und Kohlenkalk.****Devonische Formation (Old Red Sandstone).****Silurische Formation.****Cambrische Formation.****Präcambrische (algonkische) Formation.****Archäische Formationsgruppe.****Krystallinische Schieferformation.****Ur-Gneißformation.****Abstammung und frühester Zustand der Erde.**

I. Kant. Allgem. Naturgeschichte und Theorie des Himmels. 1755. (Auch in Ostwald's Klassikern der exacten Wissensch. No. 42. Herausg. von H. Ebert.)

P. S. Laplace. Exposition du système du monde. 1796.

Siehe auch F. Zöllner. Über die Natur der Kometen. Leipzig 1872. S. 459 u. a. O.

Unser ganzes Planetensystem verdankt sein Dasein einer einheitlichen Entstehung. In seinem ursprünglichen Zustande wurde dasselbe durch einen von West nach Ost rotierenden Nebelfleck von ungemein hoher Temperatur repräsentiert, dessen centralen Kern die Sonne bildete und dessen äußerste Grenze weit über die Bahn der entferntesten unserer heutigen Planeten hinausreichte. Durch Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum erfolgte seine Abkühlung, somit Zusammenziehung und infolge davon Beschleunigung der Rotation des Urnebel fleckes. Sobald aber letztere eine gewisse Grenze überschritt, trat die Bildung von äquatorialen Ringen ein, welche infolge ungleicher Beschaffenheit und Erkaltung zerrissen und sich in einzelne Nebelballen, deren jeder von West nach Ost rotierte, auflösten. Aus jedem der letzteren ging ein Planet hervor, jedoch konnte sich bei jedem derselben der nämliche Vorgang der Ringbildung wiederholen, — daher die Trabanten der Planeten und die Saturnringe.

Zu den entscheidenden Beweisen für die Richtigkeit dieser von Kant zuerst ausgesprochenen, von Laplace 41 Jahre später wiederholten, wenn auch selbständig gewonnenen Theorie gehört die Übereinstimmung der Revolutions- und Rotationsrichtung der Planeten, die geringen Neigungen und Excentricitäten ihrer Bahn, die Existenz nicht consistenter Saturnringe, die gegenwärtige glutflüssige Beschaffenheit der Sonne, die spectralanalytisch nachgewiesene Identität gewisser, den Sonnenkörper zusammensetzender

Elemente mit solchen unserer Erde und endlich die Gleichartigkeit der Bestandteile der Meteorite und derjenigen unseres Planeten.

Von der Kant'schen Theorie ausgehend, lassen sich bei fortdauernder Wärmeausstrahlung nach Zöllner fünf Entwicklungsphasen der von den erwähnten Nebelballen abstammenden Weltkörper unterscheiden:

Erste Phase, die des glühend-gasförmigen Zustandes, repräsentiert durch die planetarischen Nebel.

Zweite Phase, die des glühend-flüssigen Zustandes, repräsentiert durch die Fixsterne mit constanter Helligkeit.

Dritte Phase, die der Schlackenbildung oder der allmählichen Entstehung einer kalten, nicht leuchtenden Oberfläche. Im Stadium des Überganges aus der zweiten in die dritte Phase befindet sich die Sonne, auf deren glutflüssiger Oberfläche sich zeitweilig bereits Schlackenfelder bilden (Sonnenflecken). Die dritte Phase wird repräsentiert durch die Fixsterne mit veränderlichem Lichtglanze und mit roter, ihrem Rotglut-Zustande entsprechender Farbe. Der Übergang von der dritten zur vierten Phase würde sich bei einem Fixsterne unserem Blicke durch ein allmähliches Verschwinden bemerklich machen.

Vierte Phase, die der gewaltsamen Zerberstung der bereits erkalteten Oberfläche durch innere Glutmasse und dadurch bedingte Eruption der letzteren; ein Ereignis, welches sich durch das plötzliche Aufleuchten eines neuen Sternes offenbart.

Fünfte Phase, die der fortschreitenden Verdickung der Erstarrungskruste, auf welcher sich die Wasserdünste condensieren, und schließlich völlige Erkaltung des Himmelskörpers.

Unsere Erde hat die vier ersten Stadien des kosmischen Entwicklungsprocesses durchlaufen und ist in die fünfte Phase eingetreten, — ein Ergebnis astronomischer und astrophysischer Beobachtungen, welches die Geologie in der Gestalt, dem specifischen Gewichte, den Temperaturverhältnissen des Inneren der Erde bestätigt sieht (vergl. S. 6, 7 u. 11).

b. Formationslehre.

Die Fundamental-Formation (Erstarrungskruste).

Der Begriff eines Meeres, aus welchem sich die ersten Sedimente niederschlugen, setzt einen festen Boden voraus, auf welchem es sich ausbreiten konnte, Niederschläge erfordern ein Fundament, Sedimente, mögen sie aus chemischer Solution oder mechanischer Suspension resultieren, müssen ihr Material präexistierenden Gesteinen verdanken. Aus allen diesen

Betrachtungen folgt, dass die ganze Reihe der sedimentären Formationen von einer noch älteren, nicht sedimentären Gebirgsformation, der Grund- oder Fundamental-Formation, getragen werden muss, und diese kann nicht anders gedacht werden, denn als ursprüngliche Erstarrungskruste des einst glutflüssigen Erdballes.

Es erscheint zweifelhaft, ob diese primitive Kruste irgendwo an der Erdoberfläche unserer Beobachtung zugänglich ist. Vielleicht müssen die untersten schwachfaserigen, nur sehr undeutlich geschichteten, einförmigen Gneißcomplexe an der Basis der archaischen Formation als die Producte der oberflächlichen Erstarrung des glutflüssigen Planeten angesprochen werden, doch selbst, wenn wir von dieser Möglichkeit absehen, sind wir im stande, gewisse Schlüsse auf ihre minero-chemische Zusammensetzung ziehen zu können. Die Masse unseres Erdballes, seine atmosphärische Hülle mit eingeschlossen, ist von Anfang an bis jetzt fast dieselbe geblieben; sein Material hat sich weder verringert, noch, wenn wir von der geringfügigen Substanzzuführung durch Meteoriten abstrahieren, vermehrt. Neubildungen von Gesteinen beruhen vielmehr nur auf Umgestaltung von früher vorhandenen Felsarten mit Hilfe der Gewässer und Atmosphärentheile, oder auf Erstarrung von glutflüssig emporsteigenden Gesteinsmassen. Das Material jeder jüngeren sedimentären Formation geht somit aus der Zerstörung und Regenerierung älterer Schichten, sowie der Eruptivgebilde hervor, welche sich inzwischen hervorgeedrängt haben. Die gesamte Schichtenreihe von dem ältesten Complexe bis zu den Absätzen heutiger Gewässer verdankt deshalb die Hauptmasse ihres Materiales der Zerstörung und Verarbeitung der ursprünglichen Erstarrungskruste. Diese letztere muss deshalb die Summe der Substanzen enthalten haben, aus denen die sedimentäre Formationsreihe aufgebaut ist. Der vorwaltende Bestandteil der Gesamtheit unserer Sedimentärgesteine ist die Kieselsäure. Dieselbe nimmt in der Gestalt von Quarz (als Quarzit, Sandstein und Sand) oder verbunden mit Basen in der Form von Silicaten einen so vorherrschenden Anteil an der Zusammensetzung der Schichten, dass alle Basen zusammengenommen nur Bruchteile des Betrages dieser Säure sind. Kieselsäure sowohl wie Basen entstammen zum größten Teil der Erstarrungskruste der Erde; weil aber dieselben in dem ursprünglich flüssigen Zustande unseres Planeten nicht neben einander bestehen konnten, ohne Silicate zu bilden, so muss die Hauptmasse der Erstarrungskruste aus Silicaten und zwar der überwiegenden Kieselsäure wegen aus sauren Silicaten bestanden haben.

A. Die archäische Formationsgruppe.

(Das Urgebirge.)

Neuere Litteratur über einige archäische Gebiete Deutschlands.

- Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Sachsen (Erzgebirge): Blatt Geyer, Elterlein. Schwarzenberg, Annaberg, Marienberg, Zschopau, Löbnitz, Wiesenthal, Kupferberg, Zöblitz, Lengfeld, Sayda, Brand, Lichtenberg, Freiberg, Nassau, Altenberg, Glashütte, Dippoldiswalde von A. Sauer, F. Schalch, J. Hazard und R. Beck.
- H. Credner. Das sächs. Granulitgebirge und seine Umgebung. Leipzig 1884; und geol. Führer durch das sächs. Granulitgebirge. Leipzig 1880.
- G. Laube. Geologie des böhmischen Erzgebirges. Prag, I. 1876; II. 1887.
- E. Dathe. Die Gneißformation d. Kyffhäuser-Gebirges. Erl. zu Blatt Kelbra. Berlin 1884.
- C. W. Gumbel. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges etc. Gotha 1879. S. 115 bis 175, 308—376. — Ders. Geognost. Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. S. 165—417; 473—648 u. 825—845.
- F. Becke. Die Gneißformation des niederösterreichischen Waldviertels. Miner. u. petr. Mittell. Bd. IV. 1881. S. 189 u. 285.
- J. Roth. Erläut. zur geognost. Karte des niederschlesischen Gebirges. Berlin 1867.
- E. Schumacher. Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 427.
- E. Kalkowsky. Die Gneißformation des Eulengebirges. Leipzig 1878.
- E. Dathe. Die Gneißformation am Ostabfalle des Eulengebirges. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1886. S. 176; — von Salzbrunn. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 13. 1892.
- P. Groth. Das Gneiß-Gebiet von Markirch im Ober-Elsass. Abh. z. geol. Spec.-Karte von Els.-Lothr. Straßburg 1877.
- E. Cohen. Das obere Weilerthal. Ebend. 1889.
- H. Bücking. Das Grundgebirge des Spessarts. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 28. — Der Nordwestliche Spessart. Abh. d. pr. geol. La. Heft 12. 1892. S. 4—124.
- E. W. Benecke u. E. Cohen. Geognost. Beschreibung d. Umgeg. v. Heidelberg. Straßburg 1881. S. 1—188.
- A. Sauer. Gneißformation des Schwarzwaldes. Blatt Oberwolfach-Schenkenzell d. geol. Specialkarte von Baden. Heidelberg 1895.

Die archäische Formationsgruppe besteht aus einer, wie es scheint, über 30 000 m mächtigen Schichtenreihe von krystallinischen Gesteinen, und zwar in ihrer untern Hälfte vorwaltend aus Gneissen nebst ihnen eingelagerten Hornblendeschiefern, Quarziten und krystallinischen Kalksteinen, in ihren oberen Niveaus namentlich aus Glimmer-, Chlorit-, Talkschiefern und Phylliten. Recht charakteristisch für diese Formationen ist ihr Reichtum an gleichalterigen Erzlagerstätten. Tierische oder pflanzliche Reste sind in dem archäischen Schichtencomplex nicht anzutreffen. In den Kalksteinen der Ur-Gneißformation glaubte man Reste sehr niedrig organisierter Tiere (Eozoon) erkannt zu haben, — eine Ansicht, welche jetzt für widerlegt gehalten wird, — und schlug deshalb vor, die bis dahin als »azoisch« bezeichneten Schichtencomplexe, weil in ihre Bildungszeit die Morgenröte organischen Lebens gefallen sei, »eozoische« zu nennen. Vor beiden

Bezeichnungen verdient jedoch diejenige als »archaisch« den Vorzug, weil sie die noch offene Frage, ob zur Zeit der Ablagerung jener beiden Formationen organisches Leben bereits existiert habe, gänzlich unberührt lässt.

Die archaische Formationsgruppe lagert als Product der Thätigkeit des urältesten Meeres auf der Erstarrungskruste der Erde auf, ohne dass ihr Contact bis jetzt beobachtet worden wäre, und wird von den vorwiegend klastischen Schichtencomplexen des untersten Paläozoicums concordant oder discordant überlagert, wodurch bewiesen wird, dass sie vor letzterem zur

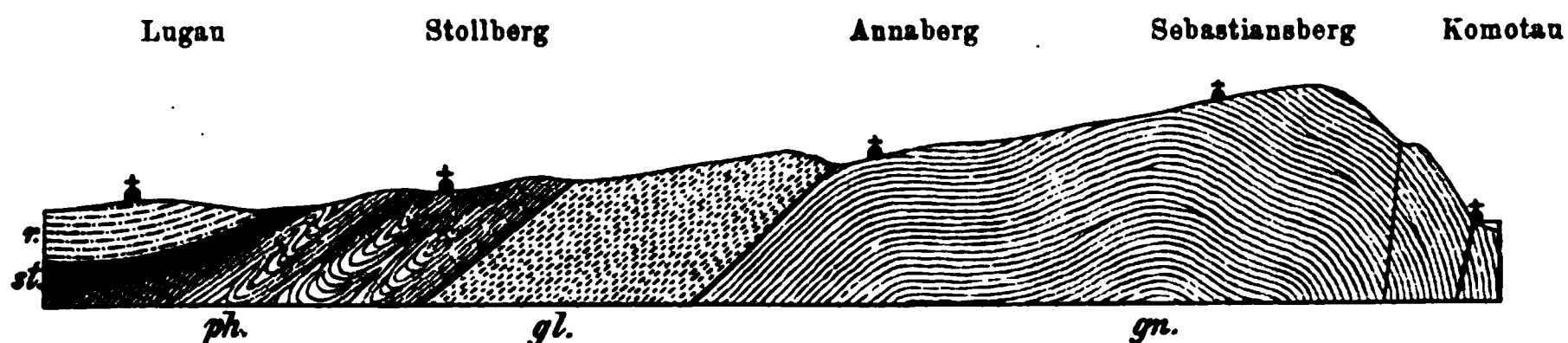


Fig. 155. Profil durch die archaische Formationsgruppe des Erzgebirges.
gn = Gneißformation; *gl* = Glimmerschieferformation; *ph* = Phyllitformation nach oben in das Präcambrium und durch dieses und das Cambrium in das Silur übergehend. Discordant über letzteren *st* = Steinkohlenformation und *r* = Rotliegendes.

Ausbildung gelangt ist. Ihre Verbreitung scheint sich über das ganze Erdenrund zu erstrecken, jedoch ist sie zum großen Teile durch Überlagerung jüngerer Formationen verborgen. Nach bereits angedeuteten petrographischen Unterschieden gliedert sich die archaische Gruppe in

- II. die krystallinische Schieferformation,
- I. die Ur-Gneißformation.

Die Ur-Gneißformation.

(Laurentische Formation Nordamerikas.)

Petrographischer Charakter. Die Ur-Gneißformation, die älteste, unseren Beobachtungen zugängliche sedimentäre Schichtengruppe, baut sich wesentlich aus Complexen von Gneißen auf, welche durch Abänderungen in ihrer Structur auf der einen Seite in die entsprechenden Schiefer, auf der anderen Seite in granitartige Gesteine übergehen oder mit solchen wechsellagern. Untergeordnet, aber durch ihre gleichmäßige Wechselagerung mit den Gneißen zur Deutlichkeit der architectonischen Verhältnisse dieser Formation viel beiträgend, treten außerdem zwischen den herrschenden Gneißen die mannigfaltigsten Amphibolite, krystallinischer Kalkstein, Dolomit, Quarzit, Serpentin, Magneteisenstein und Graphit in Lagern und Linsen von größerer oder geringerer Mächtigkeit auf, an deren Conturen sich die Gneißschichten anschmiegen.

Die zahlreichen Varietäten des Gneißes lassen sich in zwei Hauptgruppen, die Glimmer- und Hornblende-Gneiße, zusammenfassen, je nachdem außer Feldspat und Quarz entweder Glimmer oder Hornblende als dritter wesentlicher Gemengteil vorhanden ist. Das gewöhnlichste, in allen Verbreitungsgebieten vorwaltende der feldspatreichen archaischen Gebirgslieder ist der Glimmergneiß in allen seinen durch Abänderung des Gefüges bedingten, in dem petrographischen Teile dieses Lehrbuches Seite 96 bis 99 bereits beschriebenen Modificationen. Man hat deshalb besonders flaserige, schieferige, lagenförmige, körnelige, schuppige, dichte Gneiße, sowie Augengneiß zu unterscheiden. Je nachdem vorwiegend Magnesiaglimmer oder ausschließlich Kaliglimmer an der Zusammensetzung dieser Gneiße teilnehmen, trennt man letztere in Biotitgneiß und Muscovitgneiß. Die Zahl dieser Varietäten wird noch dadurch vermehrt, dass, ähnlich wie Hornblende, auch Augit, Chlorit, Talk und Graphit für den Glimmer eintreten, gewissermaßen vicariieren können. Infolge davon erscheinen neben dem Hornblendegneiß, freilich meist nur untergeordnet, Augit-, Chlorit-, Talk- und Graphitgneiß in zonenartiger Wechselagerung mit dem Glimmergneiß. Auch Cordierit kann sich als wesentlicher Gemengteil zu Quarz, Feldspat und zurücktretendem Glimmer gesellen und dann mit diesen (so bei Bodenmais in Bayern und im sächsischen Granulitgebirge) Cordieritgneiß bilden.

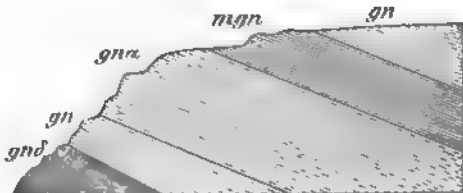


Fig. 156. Wechselagerung von Biotitgneiß (gn), Muscovitgneiß (mgn), Augengneiß (gna) und dichtem Gneiß (gnd) am rechten Gehänge der Fochau im Erzgebirge.
Nach J. Huzard.

Durch Zunahme des Glimmers nimmt der Gneiß immer schieferigere Structur an und geht durch gleichzeitiges Zurücktreten des Feldspates und Quarzes in Gneißglimmerschiefer und in Glimmerschiefer über. Auf der anderen Seite kann der Gneiß seine Parallelstructur fast vollständig verlieren, indem die Glimmerblättchen in den Hintergrund treten und eine ziemlich regellose Lage annehmen. Infolge dieser Veränderung des Gefüges geht der Gneiß in Granitgneiß über, welcher dann in mächtigen Parallel- oder Lenticulärmassen zwischen dem Gneiß eingelagert und durch Übergänge mit ihm eng verknüpft ist. Die nämlichen Erscheinungen sehen wir sich bei den Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Graphitgneiß wiederholen. Außer den nur schwach flaserigen, körnigen Gneiß (den Granitgneiß) können der Gneißformation auch Lager von normalem Granit (also Lagergranite) zwischengeschaltet sein, und bilden dann integrierende Glieder der archaischen Formation.

Wie sehr das Mischungsverhältnis der Gemengteile der zur Ur-Gneiß-

familie gehörigen Gesteine variiert, und wie infolge davon vollkommen eigenartige Felsarten erzeugt werden, tritt besonders in dem Verwandtschaftsverhältnisse des Granulites zum Gneiß hervor. Wie sich durch Mehrung des Glimmers auf Kosten des Feldspates und Quarzes aus dem Gneiß Glimmerschiefer entwickelt, so entsteht durch Verschwinden des Glimmers und Hervortreten einer ausgezeichneten Parallel- und Lagenstructur der Granulit. Dieses Gestein besteht nur noch aus dünnen, schieferigen Lamellen von Orthoklas und Quarz, kann aber durch lagenweises Hinzutreten von zahlreichen Glimmerblättchen in Biotitgranulit und durch Annahme faseriger Structur in Gneiß übergehen. Dieses dem Gneiß so nahe verwandte Gestein erscheint hier und da im Gebiete der Ur-Gneißformation als untergeordnetes, regelmäßig eingeschaltetes Gebirgsglied



Fig. 157. Gneiß a und Granulit b in regelmäßiger Wechsellagerung bei Bödenbach im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach Gumbel.

(Fig. 157), so im Eulengebirge, bei Aschaffenburg, im Egerthale, bei Krumau in Böhmen, kann aber auch weite Verbreitungsgebiete fast für sich allein einnehmen, so im sächsischen Granulitgebiete, in Böhmen, Niederösterreich und in Lappmarken. Im Granulite Sachsens treten bank- und linsenförmige Einlagerungen von

Pyroxengranulit auf. In Schottland und Skandinavien spielt die Hälleflinta eine nicht unbedeutende Rolle als Gestein der Gneißformation. Dieselbe ist als eine sehr feinkörnige, dicht erscheinende Modification der Gneiß-Granulit-Gesteinsreihe zu betrachten.

Unter den zahlreichen untergeordneten Gebirgsgliedern der Ur-Gneißformation, welche der letzteren als schlanke oder plumpe Linsen von sehr schwankenden Dimensionen eingeschaltet sind, sind hervorzuheben: die Amphibolite, welche durch Schwankungen in ihrer Zusammensetzung und Structur eine höchst mannigfaltige Reihe von Modificationen bilden. z. B.: Plagioklas-, Granat-, Diallag-, Zoisit-, Biotit-, Salit-Amphibolite, und bei diesen wiederum schieferige und körnige Varietäten. Der Nephrit, ein dichter Strahlsteinschiefer, bildet im Kuenluen, auf Neuseeland, im niederschlesischen Gebirge*) Einlagerungen zwischen Gneiß, Granuliten, Gabbro, Amphibolit und Serpentin. Mit den Amphibolschiefen innig vergesellschaftet tritt im sächsischen Granulitgebirge, in Niederösterreich, im Fichtelgebirge, Eulen- und Zobtengebirge, in Norwegen u. a. O. Flaser-gabbro (Olivingabbro, Saussuritgabbro) in linsenförmigen Einlagerungen auf. In ähnlicher Lagerungsform, wie solche namentlich auch bei den Amphiboliten ausgeprägt ist (Fig. 158), stellt sich z. B. im Erz- und Fichtel-

* H. Traube. N. Jahrb. III. Beil.-Band. 1885. S. 442.

gebirge Eklogit, ferner im Eulen- und Fichtelgebirge, in Niederösterreich, Schweden und Norwegen Olivinfels und zwar Granat-, Enstatit- und Bronzitolivinfels ein.

Krystallinischer Kalkstein bildet mächtige Schichtencomplexe zwischen dem Gneiß, zeichnet sich durch seine krystallinisch körnige Structur, sowie durch seinen Reichtum an accessorischen Mineralien, vor allen an Granat, Epidot, Apatit, Zirkon, Turmalin, Flussspat, Graphit, Kupferkies und Schwefelkies, Magnet Eisenstein, Titaneisenstein, Zinkoxyd aus. Viele dieser krystallinischen Kalksteine sind dolomitisch, seltener sind reine Dolomite. Sie sind zum Teil auf das deutlichste geschichtet, wechseln mit Lagen von Quarzit und Hälleflinta ab, erhalten zuweilen eine bandartige Parallelstructur durch das zonenweise Auftreten der erwähnten accessorischen Mineralien, hauptsächlich von Graphit, Serpentin, Pyroxen, Tremolith und Apatit. Zwischen Gneiß und Kalkstein findet oft eine enge Verknüpfung

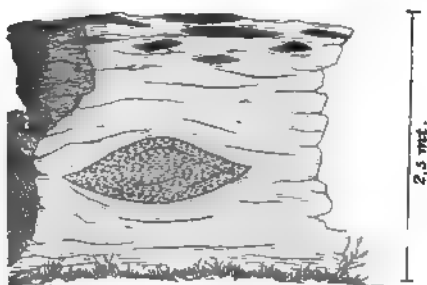


Fig. 158. Größere Linse von Amphibolit und zahlreichere kleinere Linsen von Muscovitgneiß im grauen (Biotit-) Gneiß, bei Eltarlein im Erzgebirge. Nach Sauer.



Fig. 159. Graphitlager bei Wolmersdorf in Niederösterreich. Nach v. Sauer.
1 Quarzitschiefer. 2 Körniger Kalkstein. 3 Hornblendeschiefer. 4 Glimmerschiefer. 5 Graphitlager.

durch Wechsellagerung von schwächeren Gneiß- und Kalksteinlagen statt. Quarzit, glasig, körnig oder schieferig, und ebenso Serpentin (Granat- und Bronzitserpentin) treten in bis über 100 m mächtigen, oft scharf geschichteten Zwischenlagern, der Serpentin nicht selten von Chlorit- und Talkschiefern begleitet, in allen Horizonten der Ur-Gneißreihe auf, während Graphit, und zwar entweder ziemlich rein oder mit thoniger Substanz gemengt und dann häufig schieferig, flötzartige Einlagerungen bildet (s. Fig. 159). Die mit Granuliten vergesellschafteten bituminösen Mikroklin-schiefer des Nullaberges in Schweden (Fig. 160) enthalten als primären Gesteinsgemengteil bis über erbsgroße Klümpchen einer schwarzen humus-



Fig. 160. Bituminöses Gestein von Vermland in Schweden.
a roter Gneiß. b bituminöse Mikroklin-schiefer (über 15 m mächtig) und Granulit. c Hyperit des Nullaberges.

artigen Substanz (Huminit) und sind außerdem secundär von Asphalt imprägniert *).

In den krystallinischen Kalksteinen Canadas, Schottlands und Bayerns kommen in verworren über einander liegenden Nestern von über Kopfgröße parallel wellige, unregelmäßig concentrische, mit Lagen von körnigem Kalke abwechselnde Bänder und Streifen von Serpentin vor (Ophicalcite). Diese gebänderten Serpentinballen haben Carpenter und Dawson als Reste einer riesigen, von ihnen Eozoon genannten Foraminifere, und die Kalksteinlager, in welchen sie angehäuft sind, als den neueren Nummulitenkalken analoge Foraminiferenriffe ansprechen zu dürfen geglaubt. Der organische Ursprung des sog. Eozoon gilt jedoch jetzt als widerlegt **).

Als sehr gewöhnlicher accessorischer Gemengteil der Gneiße, und zwar vor allem der Hornblendegneiße, ist Magneteisenstein denselben in feinen Körnchen eingestreut. Manche Glieder der Gneißformation, mögen sie nun aus Gneiß oder aus ihm verwandten Gesteinen bestehen, sind dadurch als erzführende Gesteinszonen ausgebildet, dass ihre Gesteinsmassen oft in meilenweiter Erstreckung mehr oder weniger reichlich mit Erzteilchen imprägniert erscheinen. Solche dem Streichen der Formation parallele erzhaltige Zonen heißen Fahlbänder. Die Mineralien, welche gewissermaßen wie Wolken von Erzpartikelchen in das Gestein eingesprengt zu sein pflegen und auf diese Weise Veranlassung zur Bildung von Fahlbändern geben, sind hauptsächlich Magneteisenerz, ferner Schwefelkies, Kobaltkies, Kupferkies, Zinkblende und Zinnstein. Als derartige Erscheinungen sind z. B. zahlreiche Magneteisensteinimprägnationen in Skandinavien, Schottland und Nordamerika, und die Kupferkies- und Zinkblende-Fahlbänder von Kongsberg anzuführen. Innerhalb derselben kann eine Concentration der fein eingesprengten Erzteilchen zu derben, lenticulären, flötzartigen oder unregelmäßig gestalteten, also stockförmigen Erzlagerstätten, namentlich von Magneteisenerz, aber auch von Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies stattfinden. Die Gneißdistricte von Skandinavien, von Canada und New-York liefern Beispiele für solche Vorkommnisse. Ebenso treten im Cordieritgneiße von Bodenmais im Bayerischen Walde fahlbandartige Imprägnationen und lenticuläre Einlagerungen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende u. s. w. auf.

Ähnliche Erzlagerstätten können sich auch einstellen, ohne an Fahlbänder gebunden zu sein. Sie bilden dann selbständige Glieder der Gneißformation und haben entweder die Form regelmäßiger Flötze oder diejenige lenticulärer Einlagerungen. Im ersteren Falle sind die Grenzflächen solcher

*, A. E. Törnebohm. N. J. f. Min. 4888. II. S. 4.

**) K. Möbius. Der Bau des Eozoon Canadense. Mit 48 Tafeln. Palaeontographica. Cassel 4878.

Erzlagerstätten nicht selten sehr scharf ausgeprägt und verfolgen meilenweit die größte Parallelität, sowohl unter einander, wie mit der Schichtung der angrenzenden Gneißgesteine (Fig. 164). In ihren Lagerungsverhältnissen entsprechen sie vollkommen Flötzen von Eisenoolith zwischen den Schieferthonen jüngerer Formationen. Am gewöhnlichsten, so in Schlesien (z. B. bei Schmiedeburg), im Erzgebirge, in Bayern, Norwegen, Nordamerika, tritt Magneteseisenstein, bei Bodenmais in Bayern, in Canada und Skandinavien aber auch Roteisenerz, Kupferkies und Schwefelkies unter den eben beschriebenen Verhältnissen auf. Außerdem sind Lagerstätten von Rotzinkerz, Willemit und Franklinit bei Franklin in New-Jersey als accessorische Bestandmassen des archaischen Kalksteines oder als flötzartige Einlagerungen in demselben bekannt.

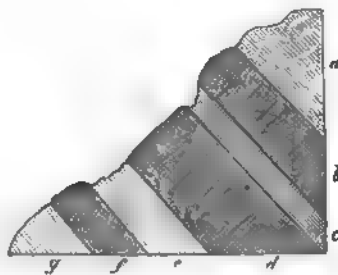


Fig. 161. Magneteseisensteinflötze der King Mine in New Jersey. Nach Würz. a ausgezeichnet faseriger Gneiß. — b Magneteseisenstein mit Apatit 1,3 m. — c Glimmerschiefer. — d Magneteseisenstein mit Apatit 3 m. — e Gneiß. — f Gemenge von Magneteseisen, Feldspat und Quarz. — g Gneiß.

Die Urgneiße des Bayerischen Waldes gliedert Gumbel in die untere oder bojische und die obere oder hercynische Gneißformation, — erstere besteht wesentlich aus bunten, rötlichen Gneiß, Granitgneiß und Lagergraniten, letztere vorwiegend aus grauen Gneiß mit Einlagerungen von Cordieritgneiß, Hornblendegesteinen, Eklogit, Serpentin, kristallinischem Kalkstein u. a.

Mächtigkeit und tectonische Verhältnisse. Die größte Mächtigkeit der in ihrem petrographischen Charakter oben kurz geschilderten Ur-Gneißformation beträgt in Canada über 40 000 m, in Bayern etwa 30 000 m. — Stellen sich auch dem Studium der tectonischen Verhältnisse der Ur-Gneißformation infolge der Unbeständigkeit der petrographischen Eigentümlichkeiten ein und derselben Schichtenzone, ferner infolge der steilen, oft verticalen Aufrichtung der Schichten bedeutende Schwierigkeiten entgegen, so dürfte doch dieselbe auf zwei Hauptlagerungsformen zurückzuführen sein. Die eine, z. B. im Gneißgebiete des Erzgebirges, sowie im sächsischen Granulitgebirge, ferner in dem der Umgebung von Bergen erkannte lässt sich als eine kuppelförmige, die zweite in Canada, Brasilien und in zahlreichen Districten Skandinaviens vertretene als eine ausgedehnte, weit fortsetzende, zonenartige Lagerung bezeichnen. Im ersteren Falle zeigt sich in den mittleren Regionen eines jeden derartigen Gneißterrains eine nahezu horizontale, wenigstens sehr flache Schichtenlage, während sich nach den Grenzen zu eine steilere Stellung mit nach außen gerichtetem Fallen geltend macht (vergl. Fig. 155). Bei zonenartigen Lagerungsverhältnissen stehen die mannigfachen Schichtencomplexe in einseitig

aufgerichteter, selbst verticaler, in synklinaler oder antiklinaler, ja, wie in den Centralalpen, in fächerförmiger Stellung neben einander (Fig. 162). Dergleichen Schichtenzonen der Ur-Gneißformation besitzen oft sehr bedeutende Ausdehnung. So erstreckt sich die brasilianische Gneiß- und Glimmerschieferformation in nordöstlicher Richtung über 250 geographische Meilen weit, während ein 64 Meilen langes Profil quer durch die Andeskette,

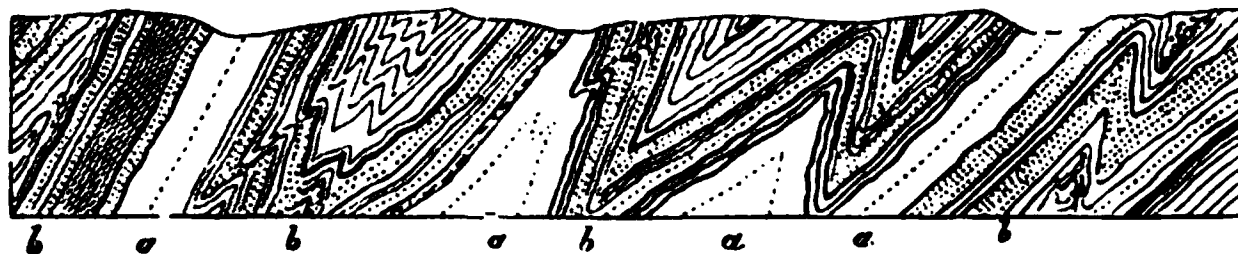


Fig. 162. Architectonische Verhältnisse der Ur-Gneißformation der Gegend von Grenville, Canada. Nach Logan.
a krystallinischer Kalkstein. b Gneiß und Quarzit.

wenige Grade nördlich vom Äquator in seiner ganzen Ausdehnung vertical oder fast vertical stehende Schichten der Gneißformation zeigt. Die Gneißzone, welche das geologische Skelet des appalachischen Gebirgssystemes und somit der ganzen östlichen Hälfte des nordamerikanischen Continentes bildet (laurentische Formation), erstreckt sich vom Staate Georgia aus bis nach der Mündung des Lorenzstromes und besitzt somit eine Länge von etwa 300 deutschen Meilen.

Lagerungsverhältnisse der Ur-Gneißformation zu den übrigen Formationen. Die Ur-Gneißformation ist, wie bemerkt, die unterste unserer Beobachtung zugängliche Schichtengruppe. Das Fundament, auf dem sie ruht oder mit welchem sie nach unten zu verschmolzen ist, wird voraussichtlich die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde sein, während sie selbst als Basis der übrigen Sedimentformationen zu betrachten ist.

Bei dem Mangel an organischen Resten, welche als Fingerzeig für die geologische Stellung der Ur-Gneißformation dienen könnten, sind in dieser Hinsicht deren Lagerungsverhältnisse zu den ältesten versteinerungsführenden Schichten maßgebend. In der That sehen wir die archaischen Gneiße

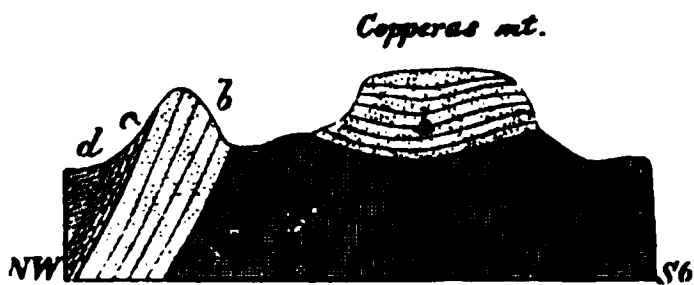


Fig. 163. Cambrium (b, c, d) discordant auf archaischen Hornblendegneissen (a). Copperas Mt., New Jersey. Nach Cook.

in manchen Gegenden, so z. B. im Erzgebirge und im Bayerischen Walde direct und gleichförmig von den nächst jüngeren krystallinischen Schiefern überlagert, welche nach oben zu wiederum in altpaläozoische Schichten übergehen, so dass eine concordante Aufeinanderfolge vom Gneiß bis zum Paläozoicum vorliegt

(vergl. Fig. 155 S. 374). In anderen Gebieten werden Gneißcomplexe, nachdem sie mehr oder weniger steil aufgerichtet und gefaltet und dann oberflächlich erodiert worden waren, discordant vom Präcambrium oder

Cambrium überlagert, so z. B. in Skandinavien, in Schottland, in den Alleghanies (Fig. 163). Derartige Verbandsverhältnisse beweisen das präpaläozoische Alter der Gneißformation.

Die **Verbreitung** der Ur-Gneißformation ist eine sehr allgemeine, indem diese auf der ganzen damaligen Erdoberfläche zur Ausbildung gekommen zu sein scheint. In allen größeren Ländercomplexen, von welchen wir überhaupt geologische Kenntnisse besitzen, tritt dieselbe und zwar mit constanter Gleichförmigkeit ihres Gesamtcharakters auf. Ein großer Teil des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des Kyffhäusergebirges, des Riesengebirges, Böhmens, des Spessarts, des Odenwaldes und des Schwarzwaldes besteht aus Gliedern der Gneißformation. Von dem südwestlichen Böhmen aus erstreckt sich eine Schichtenzone über den Böhmer und den Bayerischen Wald bis zur Donau, welche zum großen Teile dem Ur-Gneiß angehört. Dasselbe Alter kommt dem sächsischen Granulitgebirge zu, welches sich in Form eines elliptischen Schichtengewölbes am Nordabfalle des Erzgebirges zwischen Glauchau und Rosswein ausdehnt. Gleichalterige Gneiß setzen z. T. die Centralalpen zusammen, ebenso sind sie in Schottland und auf den Hebriden, in Wales und Cornwall, am großartigsten in Europa jedoch in Skandinavien und Finnland verbreitet. In Nordamerika treten archaische (laurentische) Gneiß in zwei Zonen zu Tage, deren nördliche sich aus der arktischen Region in südöstlicher Richtung bis zum oberen Mississippi und von da in östlicher Richtung durch Minnesota und Wisconsin nach dem Superior-, Huron- und Ontario-See und nördlich vom Lorenzstrome hin bis zum atlantischen Oceane erstreckt. Die andere, die appalachische Gneißzone, beginnt an dem Südufer der Lorenzmündung, läuft in südwestlicher Richtung parallel dem Gestade des Meeres durch sämtliche atlantische Staaten bis nach Alabama hinein. Außerdem treten noch einige isolierte Gneiß-Areale westlich vom Mississippi zu Tage. In Südamerika besitzt die Gneißformation in dem brasilianischen Küstengebirge, in Venezuela und den Andes eine enorme Verbreitung. Auch in Afrika (Guinea, Goldküste, Kamerun, am Congo, Orange und Zambesi, in Abyssinien), in den Hochgebirgen Asiens, in China, Japan und Bengalen ist dieselbe nachgewiesen, endlich besteht der größte Teil von Grönland, soweit dieses bekannt und eisfrei ist, aus Gneiß.

Die krystallinische Schieferformation.

Auf den Ur-Gneiß lagert die krystallinische Schieferformation und besteht aus einer über 8000 m mächtigen Schichtenreihe von vorwaltenden Glimmerschiefern und Glimmerphylliten mit eingelagerten Quarziten, Amphiboliten, Gneiß, krystallinischen Kalksteinen und zahlreichen Erzlagern, welche dieser Schichtengruppe eine bedeutende technische Wichtig-

keit verleihen. Es sind also zum Teil dieselben Gesteine, wie sie bereits in der Ur-Gneißformation auftreten, jedoch herrschen jetzt die schieferigen, also feldspatarmen, vor den körnigen, flaserigen, feldspatreichen vor, während früher das umgekehrte Verhältnis stattfand.

Petrographischer Charakter. Die Hauptgesteine der krystallinen Schieferformation sind zu unterst Glimmerschiefer und darüber Glimmerphyllit. Ersterer ist stets ausgezeichnet geschichtet und besteht zuweilen fast allein aus zum Teil bis Quadratzoll großen Schuppen von lichthem Kaliglimmer oder dunkeltem Magnesiaglimmer (Muscovitschiefer und Biotitschiefer oder heller und dunkler Glimmerschiefer). In anderen Fällen ist er so quarzreich, dass er sich dem Quarzite nähert, und endlich geht er zuweilen durch Aufnahme von Feldspat in Gneißglimmerschiefer und Gneiß, ja in Granitgneiß über (siehe Profil Fig. 164). Nicht selten treten

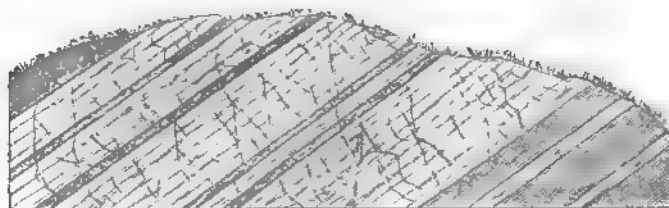


Fig. 164. Profil durch wechsellagernde Bänke von Granitgneiß (a) und Gneißglimmerschiefer (b) bei Garingwalde im sächsischen Mittelgebirge. Nach Dath.

im Glimmerschiefer knoten- und flach linsenförmige Nester von Quarz auf, welchen sich die Lagerung dieses Glimmergesteines anschmiegt, wodurch dasselbe eine großflaserige Structur erhält. Von accessorischen Bestandteilen sind Feldspat, Staurolith, Hornblende und Turmalin häufig. Ganz constant aber pflegt Granat im Glimmerschiefer aufzutreten. Nimmt dessen Menge sehr zu, so entsteht Granatglimmerfels. Wie bei den Gneiß, so kann auch bei den Glimmerschiefern der Glimmer durch Hornblende, Chlorit oder Talk verdrängt werden, so dass Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer entstehen, welche meist untergeordnet zwischen den Glimmerschiefern, oft aber auch als selbständige mächtige Schichtencomplexe auftreten, so am Großglockner und Monte Rosa, im Ural und in Brasilien, so in den südlichen atlantischen Staaten Nordamerikas; wird der Glimmer durch Schuppen von Eisenglanz ganz oder teilweise vertreten, so entstehen Lager von Eisenglimmerschiefer, wie sie in dem Schichtenbaue Brasiliens eine Rolle spielen.

Der Glimmerphyllit setzt in den meisten Schiefer-Territorien die oberen Niveaus dieser Formation zusammen. Er pflegt reich zu sein an Linsen, Knauern, Knoten und Adern von Quarz, welche oft von chloritischen Wolken und Schmitzen durchzogen und von Feldspat durchwachsen sind.

Als besondere Varietäten des glimmerigen oder glimmerglänzenden Phyllites sind hervorzuheben: Quarzphyllit, bestehend aus schichtenartiger, oft feinsten Wechsellagerung von Quarz und Phyllit, — Feldspatphyllit, ausgezeichnet durch seine Führung von Albitkörnern, — Kalkphyllit mit Calciteinsprenglingen, — Ottrelithphyllit und Chloritoidphyllit, reich an Chloritoid- und Ottrelithblättchen. An Stelle des Phyllites können ebenfalls höchst mannigfaltig ausgebildete Sericitschiefer treten. Durch

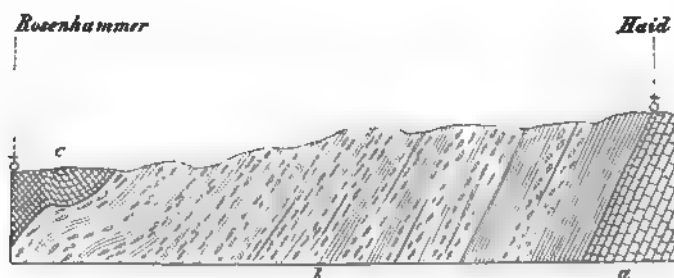


Fig. 165. Profil aus dem krystallinischen Schiefergebirge des Fichtelgebirges. Nach Gumbel.
a Quarzitschiefer. — b Phyllit, wechsellagernd mit Phyllitgneiß. — c Phyllit.

Zunahme der Feldspateinsprenglinge gehen aus den Feldspatphylliten und -sericitschiefern Phyllitgneiße hervor (vergl. Fig. 165), so im Böhmer Wald, Fichtelgebirge und Erzgebirge.

Eine wichtige Rolle spielen die Quarzite in der Ur-Schieferformation, welche dickbankig oder plattig, glasig oder körnig sein können, und durch Überhandnehmen der schieferigen Structur, die namentlich durch Glimmer-, Talk- oder Sericitbeschläge auf den Schichtungsflächen hervorgebracht wird, in Quarzitschiefer übergehen können. Zu diesem steht der Itacolunit in einem sehr nahen verwandtschaftlichen Verhältnisse, indem er eine Quarzitvarietät repräsentiert, deren Biegsamkeit auf der gelenkartigen Verzahnung der einzelnen Quarzkörner beruht. Er ist in Brasilien, wo er seine Hauptentwicklung findet, das Muttergestein von Diamanten. Unter ähnlichen Verhältnissen wie die Quarzite erscheinen innerhalb mancher krystallinischen Schiefergebiete von Kohlenstoff schwarzgefärbte Graphitoidschiefer.

In der Glimmerschieferformation des Erzgebirges treten bei Obermittele und Wiesenthal in gewissen Bänken von krystallinischer Grauwacke scharf umrandete, z. T. kugelförmige Gerölle von verschiedenartigen Gneissen, Quarziten und krystallinischem Kalkstein auf und bilden dann förmliche Conglomerate*).

Häufige und zum Teil sehr mächtige Einlagerungen im Gebiete der krystallinischen Schieferformation bilden grobkrySTALLINISCHE bis feinkörnige

* A. Sauer. Erl. z. Section Elterlein. Leipzig 1879. S. 29.

Kalksteine, Dolomite und dolomitische Kalksteine von weißer, rötlicher oder grauer Färbung und mehr oder weniger regelmäßiger, weitläufiger oder enger Schichtung.

In Verbindung mit derartigen Gesteinen stehen nicht selten Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, welche nicht nur an vielen Localitäten mit den Kalksteinen zu wechsellagern pflegen, sondern auch deutliche Übergänge in diese verfolgen lassen, indem die dünnen Lamellen oder Membranen von Phyllit oder von Glimmer, Chlorit oder Talk, welche die einzelnen Lagen trennen, nach und nach vollständig verschwinden. Amphibolite und zwar z. T. feldspatführende oder chloritische Hornblendeschiefer, sowie Augit-, Biotit-, Epidot- und Granat-Amphibolite von körniger, faseriger, gebänderter und schieferiger Structur, ferner Aktinolithschiefer, sind ebenfalls häufige Erscheinungen, z. B. am sächsischen Granulitgebirge, im Fichtelgebirge, im Bayerischen Walde. Flötze von Graphitschiefern sind sehr gewöhnlich zwischen den Glimmerschiefern Europas und Nordamerikas zwischengelagert. Auch Serpentine, z. T. mit Trümmern und Nestern von Chromeisenerz, sind in manchen dieser Terrains häufig, so im Ural, in Skandinavien, Schottland, in Schlesien, wo sie z. T. in Verbindung mit schieferigem Olivinfels (so bei Fatmomak in Jemtland) als weitausgedehnte, aber nicht sehr regelmäßige Lager vorkommen.

Magneteisenstein und Roteisenstein bilden zwischen den Talk- und Glimmerschiefern vieler Gegenden mächtige Lager, welche die Gestalt

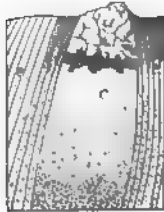


Fig. 166. Kupfererzlagerstätte von Ducktown. (H. Crd.)

a Brauneisenstein-Ausgehendes. b Rotkupfererz-Malachit-Etage. — c Schwefelkies-Etage. — d Kupferkies-Etage. — e Kryst. Schiefer, imprägniert von Erzpartikelchen.

flach linsenförmiger Nester oder ausgedehnter Flötze besitzen. Unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen, wenn auch seltener, treten Schwefelkies und Kupferkies und dann gewöhnlich vergesellschaftet auf. In diesem Falle ist die teilweise Sonderung der Schwefelkiese und Kupferkiese in verschiedene, bei aufgerichteter Stellung der Schichten über einander liegende Etagen bemerkenswert, deren untere aus vorwaltendem Kupferkies, deren obere meist aus Schwefelkies besteht. Zu den großartigsten Vorkommen dieser Art gehören die Kupfererzlagerstätten von Ducktown in Tennessee (Fig. 166). Dieselben sind ausgedehnte, über 500 m lange und bis 150 m mächtige Imprägnationszonen von Kupferkies- und Schwefelkieseinsprenglingen mit lenticulärem, massivem Erzkerne, welche in einer gewissen von

Virginia durch Tennessee bis Georgia verfolgbaren Zone staffelartig vor einander liegen. Allen diesen lenticulären Lagerstätten ist die Anordnung der sie bildenden Mineralien zu vier durchaus verschiedenen Horizonten gemeinsam, von denen die beiden obersten a und b als Producte des

setzungsprocesses von seiten der Atmosphärilien auf die geschwefelten Erze zu betrachten sind und aus Brauneisenstein und oxydischen Kupfererzen bestehen, während die dritte *c* als die Etage des vorwaltenden Schwefelkieses und die tiefste *d* als die des Kupferkieses bezeichnet werden kann *).

Nicht selten führen die Einlagerungen von krystallinischem Kalk und von Amphiboliten mehr oder weniger reichliche Einsprenglinge, Nester und Schmitzen von Bleiglanz, Blende, Kupferkies und Eisenkies (z. B. Schwarzenberg im Erzgebirge).

Ein anderes nutzbares accessorisches Mineralvorkommen der krystallinischen Schieferformation ist das Gold. Die freilich meist sehr unbedeutende, also dann in technischer Beziehung unwichtige Goldführung fast aller Schieferdistricte ist constatirt und in manchen Gegenden Veranlassung zu einer ziemlich ausgedehnten bergmännischen Gewinnung geworden; so in den atlantischen Staaten Nordamerikas, vor allem in Nova Scotia, Virginia, den beiden Carolinas und Georgia, woselbst das Gold auf dreierlei Weise auftritt. Zuerst in Gestalt dünner Drähte, zackiger Blättchen, kleiner arborescierender Büschel und verzogener Krystalle, verteilt in der Masse oder auf den Schichtungsflächen gewisser, durch äußere Merkmale nicht zu unterscheidender Zonen der Talkschiefer, Quarzitschiefer, Itacolumite, Chlorit- und Glimmerschiefer. Außer in freiem Zustande kommt zweitens das Gold — und das ist am gewöhnlichsten der Fall — an Schwefelkies und dessen Zersetzungsproduct, das Eisenoxydhydrat, gebunden, als Imprägnation oder in Gestalt linsenförmiger Lager von goldhaltigem Schwefelkies in den genannten Gesteinen vor. Endlich kann das Gold in einer Matrix von Quarz auftreten, der entweder die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder flötzartiger Bänke annimmt, und in diesem entweder frei, allein für sich vorkommen, oder mit Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tellurwismuth vergesellschaftet oder an Schwefelkies gebunden sein (H. Crd. N. J. 1867. S. 442).

Gliederung. Die krystallinische Schieferformation gliedert sich in zwei Unterabteilungen (vergl. Fig. 155):

2. zu oberst die **Phyllitformation**, vorwaltend stark glimmerglänzende Phyllite (Glimmerphyllite) oder Sericitschiefer mit eingelagerten Feldspatphylliten, Phyllitgneißen, Sericitgneißen, Quarzphylliten, Quarziten, Kalksteinen, Hornblendeschiefern. Nach oben sich dem Thonschiefer nähernd und dann in das Praecambrium z. B. Thüringens, des Vogtlandes, Erzgebirges und Fichtelgebirges ganz allmählich übergehend.

1. zu unterst die **Glimmerschieferformation**, vorwaltend Glimmerschiefer (helle und dunkle Gl., Granat-, Quarzit-, Kalkglimmerschiefer) mit

*) H. Crd. Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1867. No. 4.

eingelagerten Amphiboliten (Plagioklas-, Granat-, Augitamphibolite, Hornblendeschiefer), Chloritschiefern, Talkschiefern, Erzlagern, krystallinischen Kalksteinen, Quarziten, Gneißglimmerschiefern, roten und zweiglimmerigen Gneißen.

Die **architectonischen Verhältnisse** der krystallinischen Schieferformation sind, ähnlich wie die der Gneißformation, häufig höchst verwickelter Art. Beide eben genannten Formationen treten meist in Verbindung mit einander als langgestreckte Zonen oder als isolierte Territorien von unregelmäßig abgerundeten Conturen innerhalb des Gebietes jüngerer Schichtengruppen zu Tage. Das Skelet dieser Inseln von archaischen Gesteinen bilden gewöhnlich Gneiße, dessen Ausfüllung hingegen und beiderseitige Flanken die krystallinischen Schiefer. Wird schon durch derartige Lagerungsverhältnisse ein mulden- oder muldenbuchtformiger Bau bedingt, so wird dieser durch sich vielfach wiederholende Knickungen, also untergeordnete Synklinal- und Antiklinalbildungen, ferner durch bis ins kleinste gehende, zickzackähnliche Faltungen und Windungen der Schichten noch complicierter. Tritt die krystallinische Schieferformation rings um die Ränder einer Gneißkuppel auf, so findet gewöhnlich eine mantelförmige Umlagerung statt, wobei die Schiefer ebenso wie der Gneiß von innen nach außen fallen. In außerordentlicher Regelmäßigkeit ist dies rings um die sächsische Granulitformation und am südwestlichen Rande der erzgebirgischen Gneißkuppel der Fall.

Die **Verbreitung** der Ur-Schieferformation ist eine etwas geringere als die der Gneiße. Das Ausgehende der krystallinischen Schiefer ist meist an die Ur-Gneißgebiete gebunden, wie bei Erläuterung der architectonischen Verhältnisse bereits erwähnt wurde. In Europa sind die bedeutendsten Verbreitungsgebiete der ersteren: der Ostabfall des Böhmer Waldes und des Bayerischen Waldgebirges, das Fichtelgebirge, der südwestliche Teil des Erzgebirges, die Umgebung des sächsischen Granulitgebirges, die Sudeten, Skandinavien, Schottland und die Sierra Nevada in Spanien; — in Nordamerika die sämtlichen atlantischen Staaten; — in Südamerika Brasilien, Venezuela und die Andes. Auch in Afrika, in Bengalen, Japan und China sind krystallinische Schiefer in zum Teil großer Ausdehnung nachgewiesen.

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der archaischen Formationen. Dass die zwischen die Gneiße und Glimmerschiefer concordant eingeschalteten granitischen und syenitischen Gesteine als archaische Lagergranite und Lagersyenite eruptiven Ursprunges zu deuten sind, ist in hohem Grade wahrscheinlich. Die gleiche geologische Rolle spielen gewisse Gabbros (der Flaser gabbro Skandinaviens, des sächsischen Granulitgebirges, des Zobtens, S. 407). Außerdem aber wird die archaische Formation an zahllosen Punkten von später emporgebrochenen Eruptivgesteinen durch-

setzt und zwar namentlich von Graniten, Syeniten, Lamprophyren, Dioriten, Kersantiten, Diabasen und Quarzporphyren. Beispielsweise möge an die stockförmigen Granitlaccolithen des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, Ostthüringens, des Odenwaldes, des Schwarzwaldes und des böhmisch-bayerischen Waldes erinnert werden, welche jetzt inselförmig aus dem Gebiete der Gneiß, der krystallinen Schiefer und des älteren Palaeozoicums hervortreten und innerhalb dieser von Contactzonen umgeben werden (s. S. 296 f.). Da sich diese letzteren local auch noch auf das Untercarbon erstrecken und anderseits Gerölle dieser Granite und ihrer Contactgesteine sich im Rotliegenden finden, so muss die Eruption der ersteren während der obercarbonischen Zeit stattgehabt haben.

Einige dieser Eruptivstöcke innerhalb archaischer Gebiete besitzen infolge ihres Erzreichtums erhöhtes Interesse. Dies gilt z. B. von den zinnerzführenden Graniten bei Geyer *). Die concordant auf den erzgebirgischen Gneiß folgende Glimmerschieferformation jener Gegend wird von drei inselförmig an die Tagesoberfläche tretenden Granitstöcken durchsetzt, welche in der Tiefe zusammenzuhängen scheinen. Der dortige Granit zeichnet sich durch seinen Plagioklasreichtum, seine Topasführung und seine Glimmerarmut aus. Bei seiner Eruption hat er Schollen des Nebengesteines umhüllt und so eine Grenzbreccie gebildet, zugleich aber in dem einen der drei Granitstöcke, und zwar dem »Stockwerke« von Geyer, nahe dem Contacte mit dem Glimmerschiefer eine überaus großkrystallinische Structur angenommen, so dass ein riesengranitischer Mantel, »Stockscheider« genannt, den feinkörnigen Granit des Centrums umlagert. Dieser Geyersche Granitstock wird nun von unzähligen, 2 bis 40 cm mächtigen, zugförmig gruppierten Gängen durchschwärmt, welche zum Teil in den ihm benachbarten Glimmerschiefer fortsetzen und Quarz, Topas, Arsenkies und Zinnerz führen und auf beiden Seiten von mehrere Zoll breiten Imprägnationen (Zinnzwittern) begleitet werden. Außerdem durchziehen solche Zwitterbänder auch unabhängig von den Gängen die local in Greisen und Topasfels umgewandelte Granitmasse, welche auf diese Weise zu einer stockwerkartigen Zinnlagerstätte wird. Höchst merkwürdiger Natur sind die Verhältnisse des Granites von Zinnwald. Derselbe bildet eine flache Kuppel innerhalb des ihn allseitig umgebenden Quarzporphyres. In derselben treten z. T. ungefähr parallel zu deren Oberfläche flötzförmige, flach gelagerte Gänge von symmetrisch-lagenförmig angeordnetem Quarz, Zinnwaldit, Flussspat, Wolfram und Zinnstein auf, welche demnach unter dem Scheitel der Kuppel flach liegen, nach deren Peripherie zu aber allseitig abfallen. Das ganze

*) Alfr. Stelzner. Die Granite von Geyer u. Ehrenfriedersdorf. Freiberg 1865. — F. Schalch. Sect. Geyer d. geol. Spec.-Karte von Sachsen.

Stockwerk wird außerdem noch von steilen zinnerzführenden Gängen durchsetzt. Beiderlei Gänge werden von local bauchig anschwellenden zinnsteinführenden Greisen zonen begleitet, welche aus der Umwandlung des granitischen Nebengesteines hervorgegangen sind *).

Als älteste Sedimentärgesteine wurden die archaischen Schichten von der Summe aller der Faltungen, Quetschungen und sonstigen Störungen betroffen, welche sich im Verlaufe sämtlicher späterer Perioden auf die Erdkruste äußerten und der Contraction des sich abkühlenden Erdballes zuzuschreiben sind. Jedoch beweist die vielerorts zu beobachtende ungleichförmige Überlagerung der archaischen Formationen durch noch heute in schwebender, also ursprünglicher Lage befindliches Praecambrium und Cambrium, dass die Aufrichtung der ersteren in vielen Arealen bereits vor Beginn der paläozoischen Periode, also am Ende des archaischen Zeitalters sich vollzogen hat.

Abgesehen von zum Teil höchst verwickelten Lagerungsverhältnissen hatten derartige tectonische Störungen in sehr vielen archaischen Territorien Spaltenbildungen und diese zum Teil beträchtliche Verwerfungen, namentlich aber die Bildung von **Erzgängen** im Gefolge, deren Ursprungszeit freilich nur in den seltensten Fällen festzustellen ist. Auf solche Weise wurde das Erzgebirge zu einem der berühmtesten Gangdistricte. Das vorwaltend aus Gneiß gebildete Hochplateau des Erzgebirges ist, und daher stammt sein Name, die Heimat zahlreicher Erzlagerstätten, von denen einige Zinnerzvorkommnisse bereits oben Erwähnung gefunden haben. Unabhängig von diesen, sowie von zahlreichen Rot- und Brauneisensteingängen zieht sich von Meißen aus über Freiberg, Marienberg und Annaberg bis nach Joachimsthal eine, freilich lückenhafte Zone von Silber- und Bleierz führenden Gängen in südwestlicher Richtung schräg über den breiten Rücken des Gebirges. Innerhalb dieser Zone bilden sie Gangzüge, Ganggruppen und zerstreute Gänge. Das wichtigste Erzgebiet ist gegenwärtig das der Umgegend von Freiberg. In dem dortigen Gneiß setzen sehr verschiedenartige Gänge auf: 1. die edlen Quarzgänge, von denen dort über 150 bekannt sind; sie bestehen vorherrschend aus weißem Quarz, Nebengesteinsbruchstücken und neben diesen aus Silbererzen, also vorzugsweise Rotgültig, Glaserz, gediegen Silber, Melanglanz u. a. 2. Kiesige Bleierzgänge (über 300) aus Quarz, Bleiglanz, Blende, Schwefelkies, Kupferkies, Arsenkies bestehend. 3. Edle Bleierzgänge (etwa 400) aus Braunspat, Manganspat, Quarz und silberhaltigem Bleiglanz, zuweilen auch Rotgültig und Silberglanz bestehend. 4. Barytische Bleierzgänge (ungefähr 130) mit Schwerspat, Flussspat, Quarz, Bleiglanz, Blende, Kupfer- und Schwefelkies in

*) K. Dalmer. Erläut. zu Sect. Altenberg-Zinnwald d. geol. Spec.-Karte von Sachsen. Vergl. auch J. H. L. Vogt. Zeitsch. f. prakt. Geol. 1895. S. 445 u. 470.

lagenartiger Anordnung. 5. Kupfererzgänge, Kupferkies, Buntkupfererz, Fahlerz u. a. Kupfererze enthaltend. Die Streichungsrichtung dieser Gänge ist eine sehr verschiedenartige, doch tritt gewöhnlich eine größere Anzahl gleich streichender Gänge zu Zügen zusammen, die sich dann gegenseitig kreuzen und sich an solchen Stellen durch besonderen Erzreichtum auszeichnen. Die Kobalt-, Wismuth-, Silbererzgänge, sowie die Kupfer- und Bleierzgänge von Schneeberg setzen in den zum größten Teile contactmetamorphischen, mit Hornblendeschiefern wechsellagernden Phylliten zwischen dem Eibenstocker und Schneeberger Granitmassiv auf (vergl. S. 298, Fig. 98).

Auch in dem altberühmten Silberdistricte von Kongsberg in Norwegen*) sind Schichten der Ur-Gneißformation das Nebengestein der dortigen Gänge. Die Umgegend von Kongsberg besteht aus steil aufgerichteten von N gen S streichenden Gneißen, Glimmerschiefern, Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefern, sowie Quarziten. Innerhalb zweier bestimmter Zonen dieser Gesteine sind dieselben von außerordentlich kleinen Einsprenglingen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies und Blende imprägniert. Eins dieser Fahlbänder besitzt etwa 65, das andere, das Hauptfahlband des Oberberges, 400 m Mächtigkeit. Die Gänge streichen rechtwinkelig durch die Schichten des Nebengesteines, also Ost-West, stehen sehr steil und sind nur wenige Zoll mächtig, dahingegen so zahlreich, dass man deren über 500 kennt. Ihre Gangmineralien sind Kalkspat, Flussspat und, wenn auch weniger häufig, Schwerspat, Quarz und Dolomitspat, neben welchen Harmotom, Stilbit, Prehnit u. a. vorkommen. Von Silbererzen führen jene Gänge außer gediegenem Silber Silberglanz, Rotgültig und Sprödglasserz. Bemerkenswert ist die Beeinflussung des Erzreichtumes dieser Gänge durch das Nebengestein. Sind nämlich dieselben außerordentlich arm, so weit sie sich im tauben Nebengesteine befinden, so bereichern sie sich sporadisch mit gediegenem Silber, Silberglanz, Rotgültig u. a. Silbererzen, sobald sie in die Fahlbänder hineinsetzen; nur innerhalb dieser sind sie abbauwürdig, ja haben dieselben local noch eine Strecke weit mit gediegenem Silber imprägniert. Diese Beispiele müssen genügen, um das gangförmige Aufsetzen von Erzen innerhalb archaischer Territorien zu illustrieren.

B. Die paläozoische Formationsgruppe.

(Das Palaeozoicum).

Die paläozoische Formationsgruppe ist eine bis über 30 000 m Mächtigkeit erreichende Schichtengruppe von vorherrschenden Grauwacken, Thon-

*) Kjerulf u. Dahll. Der Erzdistrict Kongsberg. Kristiania 1860. — v. Rath. N. J. f. Min. 1869. S. 434.

schiefern, Sandsteinen, Kalksteinen und Conglomeraten, in deren unteren Horizonten zum ersten Male organisches Leben und zwar bereits in hoher Entwicklung und in z. T. außerordentlich großer Anzahl der Individuen überliefert ist. Die organischen Reste der paläozoischen Formationsgruppe entfernen sich durchgängig in ihrem Habitus weiter von den Organismen der Jetztzeit, als die fossilen Reste der jüngeren Formationen, daher ihre Bezeichnung als paläozoisch. Marine Organismen sind durchaus vorherrschend, doch sind namentlich in den höheren, also jüngeren Niveaus der paläozoischen Formationsgruppe auch Landbewohner bereits häufig. Die **Pflanzenwelt**, welche anfänglich nur durch Meeresalgen vertreten ist, erhält später ihren paläozoischen Gesamtcharakter durch die vorherrschende Entwicklung zum Teil riesiger Gefäßkryptogamen namentlich aus der Familie der Calamiten, Farne, Sigillarien und Lepidodendren, denen sich einige Coniferen und später auch Cordaiten und Cycadeen zugesellen, während Dicotyledonen noch gänzlich fehlen. Die Pflanzenfamilien, welchen die paläozoischen Reste ausschließlich angehören, bilden heute nur noch einen verschwindenden Bruchteil unserer Flora; diese erhält vielmehr ihren charakteristischen Habitus durch das Vorwiegen der damals noch gar nicht existierenden Dicotyledonen, denen über 90 % der jetzt lebenden Pflanzenarten angehören. — Die große Hauptmasse der paläozoischen Tiere waren Cölenteraten (Korallentiere), Echinodermen, Mollusken und Gliedertiere. Von den Mollusken sind die Cephalopoden und Brachiopoden am eigentümlichsten, am formen- und individuenreichsten entwickelt und zwar erstere namentlich durch die Gattungen Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Lituities, Clymenia und Goniatites, — letztere durch Spirifer, Leptaena, Orthis, Productus, Pentamerus und Stringocephalus vertreten. Dadurch, dass sie vor den damals noch ganz zurücktretenden Gastropoden und Zweischalern bei weitem vorwalten, verleihen sie der Gesamtfaua wesentlich mit ihren paläozoischen Habitus. Von den Korallen sind die Tetracoralla und Tabulata mit den wichtigen Gattungen Cyathophyllum, Streptelasma, Phillipsastraea, Cystiphyllum, Zaphrentis, Calceola, Calamopora, Halysites, Syringopora auf die paläozoischen Zeitalter beschränkt. Dasselbe ist der Fall mit den damaligen Hauptvertretern der Echinodermen, den Blastoiden, Cystideen und den Palaeocrinoiden, z. B. Cyathocrinus, Actinocrinus, Poteriocrinus, Rhodocrinus u. a., die jetzt herrschenden Asteriden und Echiniden erscheinen nur ganz vereinzelt und besitzen einen von dem modernen abweichenden Habitus. Die Gliedertiere werden in den älteren paläozoischen Formationen vorzugsweise durch die Trilobiten mit etwa 1800 Arten repräsentiert, eine Ordnung, welche jedoch bereits vor Beginn der mesozoischen Periode erlischt. Von Wirbeltieren sind fast allein die Fische in größerer Häufigkeit der Individuen und einigem Formenreichtum, freilich auch erst seit der Mitte des paläozoischen Zeitalters entwickelt. Ganz

eigentlich sind für letzteres die heterocercalen Ganoiden (z. B. *Palaeoniscus*, *Amblypterus*, *Platysomus*) und die Panzerganoiden (*Placodermi*; z. B. *Cephalaspis*, *Pterichthys* und *Coccosteus*), während die Knochenfische noch gänzlich fehlen. Später gesellen sich zu den Fischen auch Vierfüßler und zwar zunächst ausschließlich *Stegocephalen* (Schuppenlurche), am Schlusse des paläozoischen Zeitalters auch noch die seltenen Reste einiger schon mehr reptilienartigen Geschöpfe (*Palaeohatteria*, *Proterosaurus*). Die Existenz von Vögeln und Säugetieren war während der paläozoischen Zeitalter noch vollkommen ausgeschlossen.

Gliederung der paläozoischen Formationsgruppe. Bis zum Jahre 1833 pflegte man die mächtige Schichtenreihe, welche sich unmittelbar an die Phyllitformation anschließt und von der Steinkohlenformation überlagert wird, als Übergangsgebirge oder Grauwackenformation zu bezeichnen. Die meist sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse derselben und ihre anscheinende Armut an organischen Resten erschwerten eine Gliederung dieser Schichtencomplexe außerordentlich. Zunächst schied Sedgwick die ältesten versteinierungsführenden Complexe Englands als Cambrium (nach Cambria, keltische Bezeichnung für Wales) von dem ganzen darauf folgenden Schichtensystem ab, während kurz darauf Murchison das gesamte vorcarbonische »Grauwackengebirge« in zwei Formationen gliederte. Die ältere, mit Einschluss des von ihm nicht anerkannten Cambriums, nannte er nach dem Volksstamme, welchem die Ur-Bewohner des Hauptentwicklungsterrains in England angehören, die silurische, — die jüngere nach der Grafschaft Devonshire die devonische. Nachdem sich jedoch die Selbständigkeit des Cambriums gegenüber dem Silur immer mehr erwiesen hat, wird dasselbe jetzt allgemein als eine dem Silur und Devon gleichwertige Formation anerkannt. Endlich hat man neuerdings die das Cambrium in großer Mächtigkeit unterteufenden, wesentlich klastischen Schichtencomplexe, in welchen die Vorläufer der formenreichen cambrischen Fauna zu erwarten sind, als Praecambrium oder Algonkium abgegliedert. Die gesamte paläozoische Schichtenreihe zerfällt demnach in folgende Formationen:

6. die permische Formation oder Dyas;
5. die carbonische oder Steinkohlenformation;
4. die devonische Formation;
3. die silurische Formation;
2. die cambrische Formation;
1. die präcambrische oder algonkische Formation.

Das Präcambrium (Algonkium).

Litteratur:

- C. R. van Hise. Archaean and Algonkian. Bull. U. St. Geol. Survey. No. 86. 1892. — Ders. The Precambrian Rocks of N. America. Compt. rend. V. Internat. Congr. Washington 1894. S. 476. — Ders. Precambrian Geol. Lake superior Region. Ebend. S. 493. — Ders. u. W. S. Bayley. Marquette Iron-bearing District. XV. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. 1893. S. 485.
- H. Credner. Die vorsilur. Gebilde der oberen Halbinsel von Michigan. Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 546.
- Ch. D. Walcott. Algonk. Rocks of the Grand Cañon. Journ. of Geol. Chicago. III. 1895. S. 342.
- A. E. Törnebohm. Centr. Skandnaviens Bergbyggnad. K. Sv. Vet.-Akad. Handl. XXVIII. 1896. No. 5. — Ders. Sver. geol. Undersök. Ser. Aa. No. 37.
- A. G. Nathorst. Jordens Historia. Stockholm. S. 586. — Ders. Sver. geol. Undersök. Ser. 6. No. 39.
- A. Geikie. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1894. S. 72. (Vergl. auch Peach u. Horne ebend. 1892. S. 233.) H. Hicks ebend. 1884. S. 507.

Auf die archäische Gneißformation und die hochkrystallinen archäischen Schiefer folgen in vielen Gegenden bis über 6000 m mächtige Complexe von echt sedimentären, z. T. halbkrySTALLINEN, zum großen Teile aber klastischen, ja grobklastischen Schichten. Dieselben überlagern das archäische Grundgebirge vielerorts discordant, indem sie die Unebenheiten in dessen Denudations-Oberfläche ausgleichen, und werden von dem Cambrium und zwar meist auch wiederum discordant überlagert, besitzen deshalb präcambrisches Alter.

Petrographischer Charakter. In einigen ihrer Verbreitungsgebiete schließt sich die präcambrische Schichtenreihe unmittelbar an die obersten krySTALLINISCHEN Schiefer an, besitzt dann selbst noch einen halbkrySTALLINEN Charakter und setzt sich wesentlich aus phyllitartigen Thonschiefern, Chlorit- und Sericitschiefern zusammen, denen jedoch körnige, also grauwacken- oder sandsteinartige Quarzite sowie Conglomerate, ferner graphitoidische Thonschiefer, Kieselschiefer, Kalksteine und Eisensteine eingeschaltet zu sein pflegen. In anderen Districten, wo das Präcambrium discordant auf den archäischen Gneiß und Glimmerschiefern auflagert, hat dasselbe infolge der inzwischen stattgefundenen Denudation der archäischen Contiente, sowie durch die darauf folgende Transgression des präcambrischen Meeres einen vorwiegend klastischen Habitus erhalten und besteht dann aus Sandsteinen, groben, z. T. breccienartigen Conglomeraten mit zwischen- gelagerten Thonschiefern und wenig mächtigen Kalksteinen.

Altvulkanische Decken von Diabasen sind der präcambrischen Schichtenreihe nicht selten eingeschaltet, oft aber bereits zu Lagern von z. T. chloritischen Hornblendegesteinen deformiert worden. Hohe Bedeutung

besitzen die dem oberen Präcambrium zwischengelagerten Ergussgesteine am Südufer des Lake Superior. Dieselben treten in Gestalt eines Complexes von abwechselnden Quarzporphyr-, Gabbro-, Diabas-, Porphyrit-, Melaphyr- und Melaphyrmandelsteinlagern mit untergeordneten Conglomerat- und Sandsteinbänken auf, bilden namentlich die weit in den See vorspringende Halbinsel Keweenaw, fallen flach nach W ein und werden nach O zu von Potsdamsandstein discordant überlagert. Als vollständige oder teilweise Ausfüllung der Mandeln in gewissen dieser Melaphyrmandelsteinlager stellt sich neben Kalkspat, Quarz und Zeolithen gediegenes Kupfer und Silber ein. In rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung wird die genannte, hornförmige Halbinsel von zahlreichen senkrechten Gängen durchsetzt, welche in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Centimetern und 10 m schwanken und in einer vorwaltenden Kalkspat-, Prehnit- und Quarzausfüllung im Verein mit zahlreichen Bruchstücken des Nebengesteins gediegenes Kupfer in bis zu 15 000 Cent. schweren Massen umschließen.

Organische Reste sind bis jetzt im Präcambrium nur ganz ausnahmsweise und in wenig günstiger Erhaltung angetroffen worden und beschränken sich auf Wurmspuren, sowie auf Abdrücke von Hyolithes, Discina und Lingula, ferner auf Stromatoporen- und Archaeocyathus-artige Reste und höchst vereinzelte wenig deutliche Fragmente von Trilobiten. Der Umstand aber, dass die Fauna der nächst jüngeren Formation, des Cambriums, bereits eine Vergesellschaftung von Vertretern aller Tierstämme bis auf die Vertebraten umfasst, deren Hauptrepräsentanten die hoch organisierten, eine lange individuelle Metamorphose durchlaufenden Trilobiten vorstellen, macht es in hohem Grade wahrscheinlich, dass in der präcambrischen Schichtenreihe die Vorfahren dieser Fauna zu finden sein werden.

Beispiele präcambrischer Formationen. Das Algonkium Nordamerikas. Kaum irgend wo anders ist das Präcambrium (das Algonkium der amerikanischen Geologen) und sein Verbandsverhältnis mit den archaischen Gneissen und dem Cambrium in solcher Klarheit und Ausdehnung bloßgelegt, wie in der Tiefe des Grand Cañon des Colorado in Arizona (Fig. 167). Die Basis der hier mehr als 1200 m mächtigen paläozoischen Formationen bilden intensiv gefaltete, von Eruptivgängen durchsetzte archaische Gneisse (Fig. 167 gn). Auf ihrer durch Denudation abradierten Oberfläche lagert eine an der Stelle des Profiles etwa 400, in anderen Strecken des Cañons aber gegen 4000 m mächtige algonkische Schichtenreihe von Sandsteinen (diese z. T. mit Rippelmarken), Conglomeraten und Schieferen mit Bänken von Kalkstein, zu unterst mit einem Diabaslager. Dem oberen Schiefer- und Kalkcomplexe sind ganz vereinzelte Hyolithen, sowie Discina- und Lingula-ähnliche Schalen, ferner Teile eines Trilobiten und Stromatoporen-artige Reste entnommen worden. Auch dieses Algonkium

hat Schichtenaufrichtungen und Verwerfungen, sowie eine beträchtliche Denudation erlitten, ehe auf seiner umgestalteten Oberfläche die auch jetzt

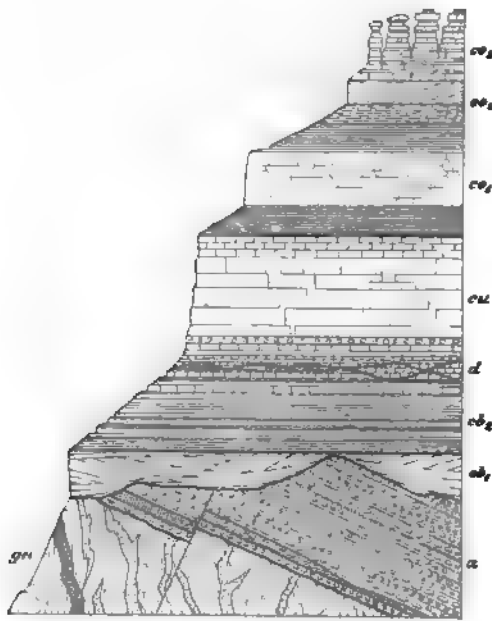


Fig. 167. Profil des Grand Cañon des Colorado in Arizona. Nach F. Frech. N. Jahrb. 1895. II. Taf. III.

gn = archaischer Gneiß mit Gängen von Granit, Pegmatit und Diabas. — a = Algonkium, 400 m. — cb = Cambrium, cb₁ = unterer, cb₂ oberer Tonto-Sandstein, zusammen gegen 300 m mächtig. — d = Denudationsreste von devonischem Kalkstein. — cu = untercarbonischer Kalkstein (Red Wall Limestone). — ca = Obercarbon, ca₁ = Aubrey-Sandstein u. -Schiefer, ca₂ = weißer Aubrey Sandstein, ca₃ = Aubrey-Kalk und -Dolomit.

noch in schwebender Lage befindlichen Sandsteine des Mittel- und Obercambriums zur Ablagerung gelangten. Wie im Liegenden, so wird also das Algonkium des Grand Cañon auch im Hangenden von einer scharf markierten, langen geologischen Zeiträumen entsprechenden Discordanz abgegrenzt.

Sehr wechselvoll ist das Algonkium südlich vom Lake Superior entwickelt und gliedert sich hier in drei Unterabteilungen. Die unterste derselben (das Unterhuron) überlagert discordant die archaischen Gneiße (Fig. 168 a) und besteht aus Quarzitschiefer, Kalkstein, glimmerigen sowie chloritischen Schiefern, Conglomeraten, reinen und kieseligen, eben-

plattigen Roteisensteinen, Jaspis und Magneteisenerz (Marquette, am Menomonee). Die Discordanz zur Gneißformation wird local durch Grundconglomerate noch besonders markiert. Wiederum ungleichförmig auf diesem Unterhuron folgt eine oberhuronische, 3—4000 m mächtige Schichtenreihe von Quarziten (mit Lingula), Conglomeraten, Thonschiefern, graphitoidischen und phyllitischen Schiefern, unten mit eisenschüssigen Kieselgesteinen und Eisen-

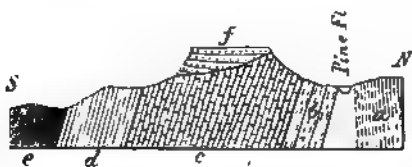


Fig. 168. Algonkische (unterhuronische) Schichtenreihe in der Menomonee-Gegend in Michigan. H. Cvd. a = archaischer Gneiß. b = Quarzit. c = Kalkstein 1000 m. — d = Roteisenstein 250 m. — e = Chloritschiefer 450 m. — f = cambrischer Potsdamsandstein.

steinen nebst eingeschalteten Glimmerschiefern und Diabaslagern. Den Schluss bildet in ebenfalls dicordanter Überlagerung die Keweenaw-Gruppe,

Schluss bildet in ebenfalls dicordanter Überlagerung die Keweenaw-Gruppe,

zu unterst bestehend wesentlich aus Ergüssen von Gabbro, Diabasen, Porphyriten, Melaphyren und Quarzporphyren mit zwischengelagerten Sandsteinen und Conglomeraten, — oben vorwiegend aus den beiden letzteren.

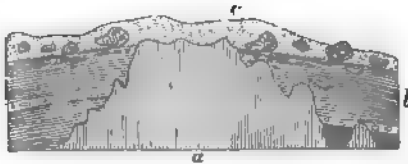


Fig. 169. Algonkischer Quarzitschiefer *a*, discordant überlagert von cambrischem Sandstein *b*; — *c* = Glacialdiluvium. Bei Marquette am Lake Superior. *H. Crd.*

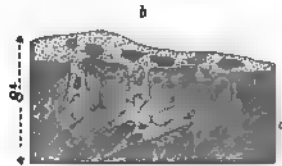


Fig. 170. *a* = algonkischer (unterhuronischer) Roteisenstein (= *d* Fig. 149), — *b* = cambrischer Potsdamsandstein, discordant auf *a* und Spaltenklüfte in demselben ausfallend. Aus der Menomonee-Gegend. *H. Crd.*

Auf den vom cambrischen Meere benagten und eingeebneten Schichtenköpfen dieser meist steil aufgerichteten algonkischen Formation des Lake Superior lagert in horizontalen Bänken der obercambrische Potsdamsandstein (Fig. 168 *f*; Fig. 169 und 170 *b*).

Auch das 5—6000 m mächtige System von Schiefen, Quarziten, Conglomeraten und quarzitischen Sandsteinen mit Kalkstein- und Diabaslagern am Huronsee, für welches von Logan die Bezeichnung huronisch geschaffen wurde, wird jetzt dem Algonkium zugerechnet.

Das Präcambrium in Britannien. In Schottland, Irland, England und Wales besitzen Gneise archaischen Alters, die als Lewisian (A. Geikie) oder Dimetian (H. Hicks) bezeichnet werden, eine große Verbreitung. Im Nordwesten von Schottland folgt auf die Denudationsfläche dieser vielfach gefalteten Gneißschichten in übergreifender, fast schwebender Auflagerung ein bis über 3000 m mächtiger, klastischer präcambrischer Schichtencomplex, das Torridonian. Derselbe besteht aus rötlichen oder braunen Sandsteinen (mit Wurmrohren und Hyolithen), Arkosen und groben, z. T. breccienartigen Conglomeraten, unten mit Bänken unreinen Kalksteines, und wird ungleichförmig von den Quarziten und Olenellusschieften des Unter-cambriums bedeckt, dessen Auflagerungsfläche das Torridonian und die liegenden Gneise schräg abschneidet, was auf eine tiefgreifende, dem Cambrium vorausgegangene Denudation hinweist.

Gleiches oder noch höheres Alter wie der Torridonsandstein dürfte die als Dalradian (A. Geikie) oder Pebidian (H. Hicks) bezeichnete mächtige Schichtengruppe von Glimmerschiefen, Phylliten, Thonschiefen, Quarziten, Grauwackensandsteinen und Conglomeraten nebst Kalksteinen, Grünsteinen, Hornblende- und Chloritschiefen besitzen, welche in den schottischen Hochlanden, im Nordwesten von Irland, in Anglesey, den Malvern Hills u. a. O. verbreitet sind und zwar gleichfalls in discordantem Verbande einerseits mit der Gneißformation, anderseits mit dem Cambrium.

Das Präcambrium Skandiniavens. Von präcambrischen, den archäischen Gneiß ungleichförmig aufgelagerten Complexen Skandiniavens sind zu nennen: Die Dalasandsteingruppe Dalarnes, eine gegen 700 m mächtige Schichtenfolge von rötlichen, weißen und bräunlichen quarzitischen Sandsteinen (oft bedeckt von Wellenfurchen), local mit Zwischenlagen von rötlichen Schiefern und zwei zusammen über 450 m mächtigen Diabaslagern, zu unterst ein grobes, quarzitisches Conglomerat. Die Dalslandgruppe im Westen des Wener Sees, bestehend aus Grundconglomeraten (200 m), Thonschiefern mit Lagern von Kalksteinen und von in chloritische Schiefer umgewandeltem Diabas (800 m), darüber Quarzite und endlich Grauwackenschiefer und phyllitische Schiefer (875 m). — Die Wisingsögruppe, 200—300 m mächtig, bestehend aus Thonschiefern, Sandsteinen und bituminösem Kalkstein, als Lappen und schmale Bruchzonen auf dem Gneiß der Grabenversenkung des Wettersees. — Die Sparagmit-Formation der skandinavischen Hochgebirge zwischen Mjösensee und Jemtland, 45—48000 m mächtig, mittel- bis grobkörnige, feldspatreiche Quarzitsandsteine, mit Einlagerungen von dunklem Thonschiefer, local auch mit solchen von dolomitischem Kalkstein.

Das Präcambrium Böhmens besteht aus einer Schichtenreihe von graphitoidischen Thonschiefern (Przibrämer Schiefern), dunklen Grauwackensandsteinen, Grauwackenschiefern und Quarzsandsteinen mit Einlagerungen von Quarzconglomeraten, Kieselschiefern und Diabasen (= unteres *B* Barande's), welche discordant vom UnterCambrium überlagert wird (J. Jahn).

Im Erzgebirge und Vogtlande gehen die glimmerigen Phyllite der sich innig an den archäischen Gneiß anschließenden krystallinischen Schieferformation nach oben zu in erst noch phyllitische, dann normale Thonschiefer über, welchen Quarzitschiefer, quarzitisches oder grauwackenartige Sandsteine, Graphitoidschiefer, Kieselschiefer, wenig mächtige Lager von dichtem Kalkstein, sowie chloritische Hornblendeschiefer eingeschaltet sind. Durch ebenfalls allmähliche Übergänge ist diese Schichtenreihe mit den schließlich phykodenführenden cambrischen Schiefern verknüpft. Die gleichen Complexe wiederholen sich im Fichtelgebirge und in Ostthüringen, wo sich ihrem Hangenden Quarzite mit Lingula und endlich Phykodenschiefer und das Silur anreihen. Bei der engen Verknüpfung dieser phyllitischen, präcambrischen und cambrischen Schichtenreihen durch concordante Lagerung und petrographische Übergänge und infolge des Mangels an charakteristischen organischen Resten im dortigen Cambrium lassen sich scharfe Formationsabgrenzungen innerhalb dieses ältesten Schiefergebirges kaum bewerkstelligen.

Die cambrische Formation.

(Das Cambrium).

Litteratur über das Cambrium und das Silur.

- F. Frech. *Lethaea palaeozoica* II. Stuttgart 1897. Cambrium S. 16. — Silur S. 61—117.
- R. J. Murchison. *Silurian System*. 2 vols. London 1838. — *Siluria, the history of the oldest known rocks containing organic remains*. 5. ed. London 1872.
- Sedgwick. *Synopsis of the Classificat. of the British palaeoz. Rocks*. 1855.
- Ferner zahlr. Aufsätze von Callaway, Hicks, Horne, Lapworth, Marr, Peach, Salter, Walcott, Woodward u. A. im *Quart. Journ. Geol. Society of London* u. *Geolog. Magazin*.
- J. G. O. Linnarson. *Z. d. D. geol. Ges.* 1873. Bd. XXV. S. 673.
- W. C. Brögger. *Die silurischen Etagen 2 u. 3 im Kristianiagebiet und auf Eker*. Kristiania 1882.
- W. Dames. *Geolog. Reisenotizen aus Schweden*. *Z. d. D. geol. Ges.* 1881. S. 415. Ders. *Schichtenfolge d. Silurbildungen Gotlands*. *Sitzber. d. k. pr. Acad. d. Wiss.* XLII. 30. Oct. 1890.
- G. Lindström. *Schichtfolge des Silurs auf Gotland*. *N. Jahrb.* 1888. I. S. 147. — *List of the fossil Fauna of Sweden. I Cambrian and Low. Silurian*. Stockholm 1888.
- A. Remelé. *Unters. über die versteinerungfüh. Diluvialgeschiebe des norddeut. Flachlandes I*. Berlin 1883. (Mit Übersicht u. Gliederung des Schwedischen Cambriums u. Untersilurs).
- Fr. Schmidt. *Untersuchungen über die silur. Formation von Esthland, Nord-Livland und Ösel*. Dorpat 1858; ferner *Sil. and Cambr. Strata of the Baltic Prov.* *Quart. Journ. Geol. Soc. London* 1882. S. 514, u. *N. Jahrb.* 1883. II. S. 78, sowie in den *Erläut. zu Grewing's Karte v. Liv-, Esth- u. Kurland*. II. Aufl. Dorpat 1879, ferner *Untercambr. Fauna in Esthland*. *Mém. Acad. St. Pétersbourg*. 1888, — *Baltisches Obersilur*. *Mél. géol. Bull. Acad. des Sc. St. Pétersbourg*. I. 1891. S. 119.
- J. Barrande. *Système silurien du centre de la Bohême*. Paris et Prague. 1852 bis 1884. Mit 544 Tafeln (fortges. von W. Waagen).
- J. Krejci u. K. Feistmantel. *Das silur. Gebiet im mittl. Böhmen*. *Archiv f. nat. Landesdurchforsch.* Prag 1885.
- F. Katzer. *Das ältere Palaeozoicum in Mittelböhmen*. Prag 1888. — *Geologie v. Böhmen* 1892.
- J. J. Jahn. *Mittelböhm. Silurformation*. *Jahrb. d. k. k. geol. R.* 1892. S. 397. — Ders. *Cambrium von Tejrovic u. Skrej*. ebend. 1895. S. 641.
- J. F. Pompeckj. *Fauna des Cambriums v. Tejrovic u. Skrej*. ebend. 1895. S. 495.
- C. Barrois. *Les Terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Lille 1882. — Ders. *Faune du Grès Armoricaïn*. *Ann. d. l. Soc. géol. du Nord*. Lille XIX. 1891. p. 134.
- J. Bergeron. *Massiv ancien situé au Sud du Plateau central*. Paris 1889.
- Malaise. *Terrain silurien du centre de la Belgique*. 1873.
- F. Frech. *Die paläoz. Bildungen von Cabrières (Languedoc)*. *Z. d. D. geol. Ges.* 1887. S. 360.
- C. W. Gümbel. *Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges*. Gotha 1879. S. 412—464.
- J. Barrande. *Faune silur. des environs de Hof*. Prag 1868. — J. F. Pompeckj. *Tremadoc-Fossilien bei Hof*.
- H. Loretz. *Beitr. z. geol. Kenntnis der cambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen*. *Jahrb. d. k. pr. geol. La.* 1881. S. 175; ebend. 1883. S. 136; — ebend. 1884. S. 24; — ebend. 1884. S. 120.

K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Specialk. v. Preußen. Berlin 1884. — Liebe u. E. Zimmermann. Erl. z. Bl. Greiz (Reichenbach) u. Weida. Berlin 1893.

E. Weise. Erl. z. Section Plauen-Oelsnitz d. geol. Specialkarte. v. Sachsen. Leipzig 1887.

Als cambrische Formation bezeichnet man ein Schichtensystem von local bis 3000 m Mächtigkeit, welches meist discordant dem Präcambrium oder archaischen Complexen auflagert und häufig selbst wieder gegen das nächst jüngere Silur durch Discordanzen begrenzt wird. Nur selten ist ein faunistischer und petrographischer Übergang zum Untersilur zu beobachten.

Petrographischer Charakter. Die verbreitetsten Gesteine des Cambriums sind grünlichgraue, schwärzliche oder rötliche, meist etwas glimmerglänzende Thonschiefer, ferner Grauwacken (in Norwegen Sparagmite) und Sandsteine, welche meist mit einem basalen Conglomerate, dem sicheren Anzeichen einer Transgression, beginnen. Das Vorkommen von Kalksteinen ist auf einzelne Gegenden (Andrarum, Sardinien, China, Korea) beschränkt, dieselben besitzen aber dann meist bedeutende Mächtigkeit.

Die cambrischen Gesteine sind fast überall stark gefaltet und in ihrer Lagerung gestört und haben hier einen dementsprechenden mehr oder weniger krystallinen Habitus angenommen (Phyllit, Marmor). Wo sich dieselben hingegen ausnahmsweise, wie z. B. in Esthland und Nordamerika, noch in normaler Lagerung befinden, ist auch ihre ursprüngliche Beschaffenheit als lockere Sandsteine, lose Sande und plastische Thone erhalten geblieben.

Diabaslager, hervorgegangen aus deckenartigen Ergüssen, sind dem Cambrium im Vergleiche mit dem Silur und Devon verhältnismäßig selten eingeschaltet (Vogtland, Norwegen, Wales).

Der paläontologische Charakter der cambrischen Formation. Von Pflanzen sind ausschließlich Fucoiden bekannt und auch die als solche angesprochenen Spuren z. T. noch zweifelhafter Natur. Dahingegen ist die cambrische Fauna eine bereits überraschend reiche und hat bis jetzt etwa 700 Arten geliefert. Ihr Gesamthabitus erhält durch das Vorwalten meist blinder Trilobiten und hornschaliger Brachiopoden sein charakteristisches Gepräge.

Die Trilobiten sind im Cambrium bereits zu großer Formenmannigfaltigkeit entwickelt, welche im Auftreten von mehr als 300 Arten zum Ausdrucke gelangt. Gegenüber denen des Silurs und Devons zeichnen sie sich fast sämtlich durch den Mangel des Einrollungsvermögens, sowie meist auch durch das Fehlen von Augenlinsen, also durch Blindheit aus. Als ihre Hauptvertreter sind allgemein verbreitet folgende Geschlechter: *Olenellus* (Fig. 174), — *Agnostus* (Fig. 175 bis 177), *Paradoxides*, in z. T. bis 0,5 m großen Formen (Fig. 171), — *Conocoryphe* = *Conocephalus*

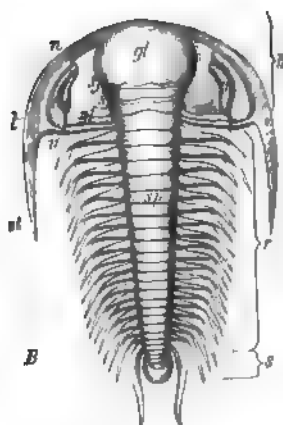


Fig. 171.

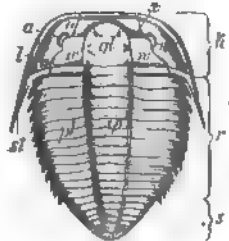


Fig. 172.

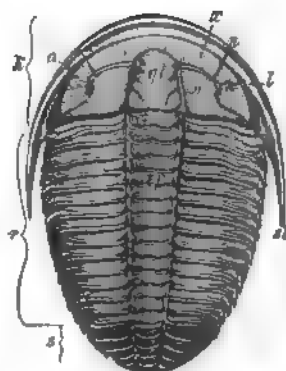


Fig. 173.



Fig. 174.



Fig. 175.

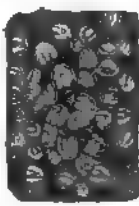


Fig. 176.



Fig. 177.



Fig. 178.

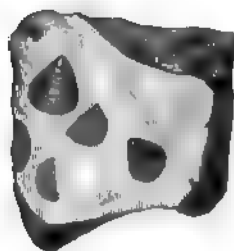
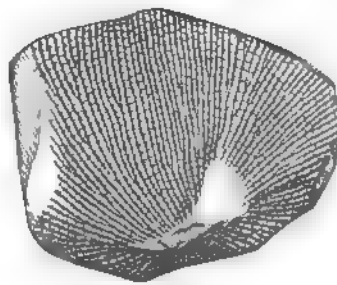


Fig. 179.

Cambrische Leitfossilien.

Fig. 180.



Trilobiten. Rückenschale *k* = Kopfschild, *r* = Rumpf, *s* = Schwanzschild, *gl* = Glabella, *n* = Wangen, *st* = Gesichtsnäht, *st* = Randsaum, *st* = Wangenstachel, *a* = Auge, *sp* = Spindel, *pl* = Pleuren.

Fig. 171. *Paradoxides bohemicus* Barr. — Fig. 172. *Olenus truncatus* Brunn. — Fig. 173. *Conococephalus* (*Conocoryphe*) *striatus* Emm. — Fig. 174. *Olenellus Thompsoni* Hall. — Fig. 175. *Agnostus pisiformis* L., vergrößert. — Fig. 176. Platte mit isolierten Kopf- und Schwanzschildern von *Ag. pisiformis*. — Fig. 177. *Agnostus integer* Beyr.

Fig. 178. Cambrischer Sandstein mit *Lingula prima*, darunter *Lingula antiqua*. Fig. 179. *Obolus Apellinis* Eichw. Größere Klappe *A* von außen. *B* von innen. — Fig. 180. *Dictyonema flabelliforme*.

(Fig. 173), — *Ellipsocephalus*, — *Olenus* (Fig. 172), — *Dikelocephalus*. Im Obercambrium stellt sich außerdem noch eine ziemlich große Anzahl von Vorläufern solcher Trilobitenfamilien ein, deren Hauptentwicklung erst in das Silur fällt (so der Cheiruriden, Illaeniden, Asaphiden).

Nächst den an Formenreichtum alle Zeitgenossen überragenden Trilobiten sind im Cambrium die Brachiopoden verbreitet, und zwar bei weitem vorwiegend hornschalige, schlosslose Linguliden und Oboliden mit den Geschlechtern *Lingula* (Fig. 178), *Lingulella*, *Obolus* (Fig. 179), *Obbolella*, *Mickwitzia*, *Discinolepis*, während sich Vertreter der kalkschaligen, schlosstragenden (*Orthis*, *Orthisina*, *Camarella*) nur ganz vereinzelt einstellen, um vom Silur ab die hornigen Arten vollständig in den Hintergrund zu drängen. Der älteste, sicher bekannte organische Rest ist ein Lingulide (*Lingulella ferruginea* Salt.). Für das oberste Cambrium ist *Dictyonema* (Fig. 180), ein den Graptolithen verwandtes Hydrozoëngeschlecht, charakteristisch.

Eine nur untergeordnete Rolle spielen neben den Trilobiten und Brachiopoden folgende Tiergruppen: die Spongien, vertreten durch *Protospongia* und *Archaeocyathus*, — die Medusen durch vier- oder fünfstrahlige Steinkerne der Leibeshöhle im untercambrischen Sandsteine Schwedens (*Spatangopsis*, *Protolyellia*), — die Würmer durch *Scolithus*, *Arenicolites* (Wurmrohren), Nereiten (Kriechspuren) und Conodonten (Kiefer), — die Pteropoden durch *Theca*, *Hyalithes*, — die Gastropoden durch *Scenella*, *Bellerophon*, *Maclurea*, *Euomphalus* (jedoch nur im Obercambrium), — die Ostracoden durch *Leperditia* und *Beyrichia*, — die Phyllopoden durch *Protocaris* und *Hymenocaris*. Korallen fehlen ganz; die Cephalopoden, welche im Silur einen so erstaunlichen Formen- und Individuenreichtum entwickeln, sind im Cambrium nur durch einige Orthoceren vertreten; Fische, Süßwasser- und Landtiere, sowie Landpflanzen existieren noch nicht.

Dreigliederung und Verbreitung der cambrischen Formation. Die soeben aufgeführten organischen Reste sind nicht gleichmäßig in der cambrischen Formation verteilt, sondern stellen eine Reihenfolge verschiedener, sich ablösender Faunen dar. Von besonderer Bedeutung sind die Trilobiten, welche nur den tiefsten Ablagerungen des Cambriums fehlen, dafür aber in den höheren Schichten, wie überhaupt im ganzen älteren Palaeozoicum die wichtigsten Leitfossilien liefern.

Die untersten Complexe des **Untercambriums**, meist Sandsteine und Conglomerate, enthalten außer Brachiopoden (*Lingulella ferruginea* in England und *Orthis* in Böhmen) Kriechspuren von Würmern und Abdrücke von Medusen. Erst in der oberen Stufe dieser Abteilung finden sich die ältesten Trilobiten, nämlich die weit verbreitete Gattung *Olenellus*,

die von Conocoryphe begleitet wird. Die Gattung Paradoxides kennzeichnet im Vereine mit Ellipsocephalus das **Mittelcambrium**, — während Olenus mit zahlreichen verwandten Gattungen und Unter-gattungen, sowie Dikelocephalus als Leitfossilien für das **Obercambrium** zu betrachten sind. Zugleich erscheinen in diesem letzteren bereits silurische Typen, nämlich Vertreter der Cheiruriden, Illaeniden und Asaphiden. Nur eine einzige Trilobiten-Gattung (Agnostus) steigt aus dem mittleren Teile des Cambriums bis in das Silur hinauf. Eine so scharfe Sonderung, wie sie die für die Unterabteilungen des Cambriums leitenden Typen Olenellus, Paradoxides und Olenus erkennen lassen, wiederholt sich in den späteren Trilobitenfaunen niemals; sie deutet auf die außerordentlich lange Zeitdauer der cambrischen Periode hin, welche wohl derjenigen von Silur nebst Devon gleich kommen dürfte.

Obwohl der Name »Cambrium« auf Wales hindeutet, ist doch Skandinavien das klassische Land für das Studium dieser Formation, wo der Reichtum an Fossilien, die Einfachheit der Lagerungsverhältnisse und die geringe Mächtigkeit der einzelnen Stufen eine leichtere Übersicht gewähren. In Wales, Shropshire und Rossshire hingegen erschwert die verworrene Tectonik der überaus mächtigen und versteinungsarmen Bildungen deren Erforschung in hohem Grade. In letzteren Zeiten ist jedoch hier und zwar besonders durch die Bemühungen von Hicks, Woodward, Lapworth, Peach und Horne ein bedeutsamer Fortschritt namentlich auch in der Kenntnis des UnterCambriums von England und Schottland erzielt und insbesondere die Übereinstimmung des britischen und skandinavischen Cambriums nachgewiesen worden.

Als Beispiel der Dreigliederung der cambrischen Formation mag diejenige des Cambriums von Schweden angeführt werden, welcher die Localnamen der entsprechenden englischen, meist die nämlichen Fossilien führenden Stufen beigelegt sind. Bezüglich anderer cambrischer Territorien, sowie der Specialgliederung des Cambriums wird auf die tabellarische Zusammenstellung auf S. 402 verwiesen.

I. UnterCambrium (Olenellus-Stufe). Eophytonsandstein. Grauwacken, Schiefer und Conglomerate, welche den archaischen Gneissen discordant auflagern (Fig. 181) und Abdrücke von Medusen, Hyolithes und Oboliden (Mickwitzia), ferner Bohrgänge von Würmern (Scolithus) und

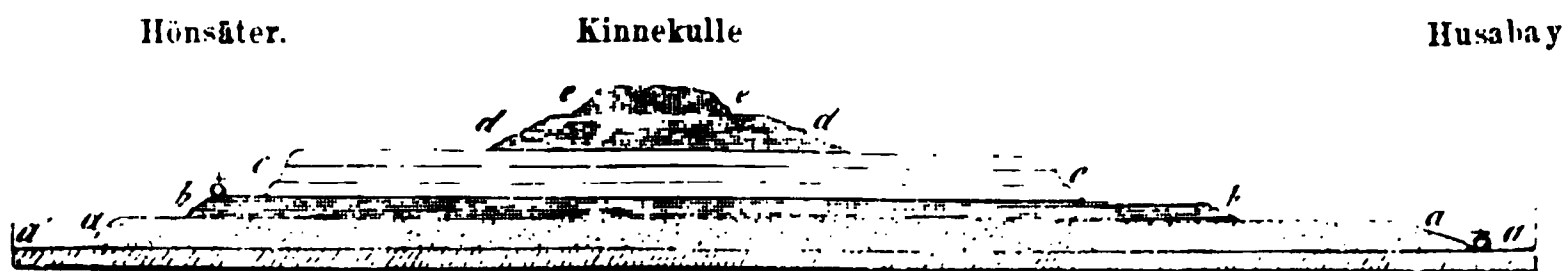


Fig. 181.

a' = Urgneiß; a und b = Cambrium; a = Eophytonsandstein; — b = unterer und oberer Alaunschiefer; — c, d und e = Silur; c = Orthocerenkalk; — d = Graptolithenschiefer; — e = Diabasdecke. — Kinnekulle am Wener See in Schweden.

402

VI. Historische Geologie.

Gliederung und Parallelisierung des Cambriums verschiedener Länder.

Nach Fr. Frech.

	England	Schweden	Christiania	Ostsee-Provinzen	Böhmen	Ardennen, Frankreich, Nordspanien	Nord-Amerika
Ober-Cambrium (Olenus-Schichten)	Lingulaflags Oberes Dolgelly mit Dictyon. flabelliforme. Unteres Dolgelly mit Peltura scarabaeoides. Festiniog mit Conocephalus. Maentwrog mit Olenus truncatus und Agn. pisiformis.	Obere Alaunschiefer: St. d. Dictyonema flabelliforme St. d. Peltura scarabaeoides. St. d. Parabolina spinulosa. St. d. Olenus truncatus. St. d. Olenus gibbosus.	Dictyonemaschiefer = 2 e. 2 d Pelturastufe. 2 c 2 b Parabolinastufe, 2 a Olenusstufe.	Dictyonemaschiefer schiefer Obolus- sand-	Lücke.	Dictyonemaschiefer der Ardennen. Phyllite von Salm	Dictyonemaschiefer. Peltura- und Dicelloccephalus-schichten. (Potsdam-Group)
	Menevian Oberes mit Parad. Forchhammeri. Mittleres mit Par. Davidis. Unteres mit Par. Aurora. Solva mit Par. solvensis u. Aurora.	Andrarum-Kalk: St. d. Agnost. laevigatus. St. d. Paradox. Forchhammeri. Untere Alaunschiefer: St. d. Paradox. Davidis. St. d. Paradox. Tessini. St. d. Paradox. Oelandicus.	Paradoxides-schiefer. 4 d mit Par. Forchhammeri, 4 c mit Par. Oelandicus.	stein; zu unterst Conglomerate.		Paradoxides-schichten von Langedoc und Asturien Phyllite von Revin und Fumay (Ardennen)	St. John-(Acadian) Group, im Osten mit Paradoxides, im Westen mit Agnostus und Asaphiscus Georgia-Group (Olenellus Series). Basal-Series of Canada and Newfoundland.
Unter-Cambrium (Olenellus-Schichten)	Olenellusschichten Harlech-Grauwacke mit Conocephalus. Caerfai mit Lingulella ferruginea u. primaeva. Comley-Sndst. m. Olenellus.	St. d. Olenellus Kjerulfi. Fucoiden- und Eophyton-Sandstein. Versteinerungsleere Quarzite.	St. d. Olenellus Kjerulfi = 4 b Oberer Sparagmit	Blauer Thon, zu oberst St. d. Olenellus Mickwitzi Unterer Sandstein	Sandsteine u. Conglomerate d. Kamenna etc. (Jahn und Pompeckj) = oberes B = Przibramer Grauwacke		

früher als Pflanzenreste gedeutete Kriechspuren enthalten. Die obere kaum verschiedene Abteilung wird als *Fucoidensandstein* bezeichnet. An der oberen Grenze *Olenellus Kjerulfi* Linn. (In England: *Caerfai*. Sandstein und Schiefer mit *Lingulella ferruginea* und *Discina*, *Comley*-Sandstein mit *Olenellus*).

II. Mittelcambrium (Paradoxides-Stufe). Untere Alaunschiefer und Andrarumkalk Schonens; mit *Paradoxides*, *Ellipsocephalus*, *Conocephalus*, *Agnostus*; 48 m mächtig. (In England: *Menevian* mit *Parad.* *Forchhammeri*; Untere *Lingula*-Flags; *Solva* mit *Parad.* *Aurora*).

III. Obercambrium (Olenus-Stufe). Obere Alaunschiefer zu unterst mit *Olenus* und *Agnostus pisiformis*, in der Mitte mit *Parabolina* und *Peltura*, zu oberst *Dictyonemaschiefer* mit *Dictyonema flabelliforme*. (In England: *Dolgelly*, zu oberst mit *Dictyonema*; — *Festiniog*; *Maentwrog* mit *Olenus* und *Agnostus*. Obere *Lingula*-Flags).

Obwohl diese drei Hauptabteilungen einschließlich der oberen Grenzstufe sich innerhalb der meisten Verbreitungsgebiete des Cambriums wieder erkennen lassen, ist doch im übrigen die facielle Entwicklung der cambrischen Formation eine recht mannigfaltige. Schon der Umstand, dass die gleichen Unterabteilungen in England eine 10- bis 100 fach größere Mächtigkeit besitzen als in Skandinavien, deutet auf große Ungleichmäßigkeiten in der Verteilung der Sedimente hin.

Das Cambrium der russischen Ostseeprovinzen besteht aus 1. dem unteren Sandstein, welcher direct dem Granit aufgelagert ist, oben mit der Zone des *Olenellus Mickwitzi*, also *Untercambrium*; 2. dem blauen Thon mit Sandsteinbänken, — darüber versteinungsleere Sandsteine; 3. dem *Obolussandstein* (*Ungulitensandstein*) mit *O. Apollinis*, an der Basis mit Conglomeraten von Sandsteingeröllen; 4. dem obercambrischen *Dictyonemaschiefer*. Auf diesen folgt der *Glaukonitsand*, das tiefste Glied des *Untersilurs*. An der Gleichstellung der beiden unteren dieser Abteilungen mit dem *Untercambrium* Schwedens kann um so weniger gezweifelt werden, als sie die nämlichen Medusen-Abdrücke und zu oberst *Olenellus* enthalten, auch ist die petrographische Beschaffenheit, wenn man von der unverwischten Erhaltung des ursprünglichen Habitus der Sedimente in Russland absieht, nicht sehr verschieden: der Thon enthält sandige Zwischenlagen und der *Eophytonsandstein* Schieferbänke, die aus dem Thon hervorgegangen sind. Die *Obolensandsteine* entsprechen, obwohl ohne *Trilobiten*, den *Paradoxides*- und *Olenus*stufen und sind wohl als die *Küstenfacies* des skandinavischen Mittel- und Obercambriums anzusehen, welche in tieferem Meere abgelagert wurden.

Während die Abweichungen in der Entwicklung der cambrischen Schichtenreihe in Nordeuropa auf verschiedenartige Faciesbildung innerhalb ein und desselben Meeresbeckens zurückzuführen sind, verhält sich

die Gliederung und Versteinerungsführung derselben in Böhmen in vieler Beziehung abweichend. Auch hier beginnt das Cambrium mit Grauwacken, Conglomeraten, quarzitischen Sandsteinen und Grauwackensandsteinen der Kamenna hurka und von Lohovic (Przibramer Grauwacke, oberer Teil der Etage *B* Barrande's), welche nach Jahn und Pompeckj eine Fauna vom Alter des UnterCambriums, also der Olenellusstufe enthalten, mit *Ellipsocephalus vetustus*, *Solenopleura torifrons*, *Orthis Ruthani* u. a., freilich ohne *Olenellus*, aber auch ohne den mittelcambrischen *Paradoxides* und *Agnostus*. Das MittelCambrium wird vertreten durch die Paradoxidesschiefer von Tejrovic, Skrej und Jinec (Etage *C* Barrande's; Primordialstufe) mit Einlagerungen von Sandsteinen, Conglomeraten und Eruptivgesteinen. Die in Britannien und Skandinavien so reich gegliederten Paradoxidesschichten enthalten in Böhmen eine einheitliche und von der nordeuropäischen verschiedenartige Trilobitenfauna (*Par. bohemicus* und *spinulosus*, *Conocoryphe*, *Ellipsocephalus*, *Arionellus*, *Agnostus* u. a.). Das OberCambrium fehlt in Böhmen vollständig.

Solche tiefgreifende Unterschiede in der Versteinerungsführung und Gliederung führen mit zwingender Notwendigkeit zu dem Schlusse, dass die cambrischen Schichten von Nordeuropa und Böhmen in durch Festlandsmassen getrennten Meeren zur Ablagerung gelangten. Diese Trennung hielt während der älteren Silurzeit an.

Die teils lückenhafte, teils versteinerungsarme Ausbildung des Cambriums in den übrigen Teilen von Europa macht eine weitere Durchführung solcher Vergleichen an dieser Stelle unthunlich. (Vergl. hingegen Frech, *Leth. palaeoz.* S. 19 u. f.).

Das ganze mitteldeutsche Silur, also dasjenige des Fichtelgebirges, Frankenwaldes, Thüringens, des Vogtlandes und Erzgebirges, wird von einer fast versteinerungsleeren Schichtenreihe unterlagert, welche sich in ihrem petrographischen Charakter innigst einerseits an das Untersilur, anderseits an die Phyllite anschließt, so dass sich Grenzen zwischen denselben nicht ziehen lassen. Man hat diese Schichten als Äquivalente des Praecambriums und Cambriums aufzufassen (s. S. 396).

Die untersten Complexe derselben bestehen aus z. T. noch sehr phyllitähnlichen, nach oben zu mehr grauackenschieferartigen Thonschiefern von graugrüner bis blauschwarzer oder violetter Farbe mit Einlagerungen von Dachschiefern, Grauwacken, Quarzitschiefern, Kieselschiefern, Schieferporphyroiden, Amphiboliten. Ein ihnen eingeschalteter Alaunschiefer enthält *Archaeocyathus*-artige Reste (K. v. Fritsch). Aus den wesentlich höher gelegenen Quarziten von Siegmundsburg in Thüringen beschrieb Loretz undeutliche Steinkerne von *Lingula*. Die obersten, meist quarzitisches gebänderten Complexe enthalten z. T. sehr zahlreiche Steinkerne eines See-

tanges, *Phycodes circinnatus* Richter (Fig. 182), und sind dann als Phycodenschiefer entwickelt.

In Nordfrankreich und Belgien kommen als Vertreter des Cambriums mächtige, versteinerungsleere Phyllit- und Sandsteinbildungen vor, an der oberen Grenze mit den Dictyonemaschiefern der Ardennen. Paradoxidesschichten kennt man aus Nordspanien, der Sierra Morena und Languedoc; hier stellen sich am Südfalle des Centralplateaus auch Schiefer mit *Olenus* und *Dikelocephalus* ein. In Sardinien sind alle drei Abteilungen des Cambriums vertreten, die mittlere reich an *Archaeocyathus* (Bornemann).

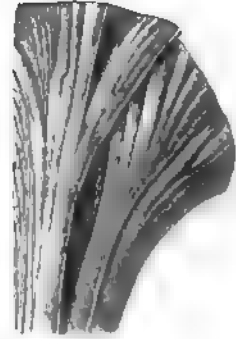


Fig. 182. *Phycodes circinnatus* Richt.
Brongn. sp.

Die Entwicklung des Cambriums in Nordamerika*) weicht von der des europäischen nur unwesentlich ab. Die Äquivalente der Caerfai- und Eophytonstufe (unterstes UnterCambrium) sind in Canada und Neufundland bekannt und bestehen aus Conglomeraten und Sandsteinen (Basal-Series). Außerordentlich reich ist die Entwicklung der darauf folgenden eigentlichen Olenellusschichten (Georgia-Group). Das MittelCambrium, die Paradoxidesstufe (St. John- oder Acadian-Group) ist nur im Osten Nordamerikas (Neufundland und Massachusetts, ähnlich wie in Skandinavien und England entwickelt und zeichnet sich durch z. T. riesenhafte Arten des genannten Trilobiten aus. Das OberCambrium (Potsdam-Group) ist besonders durch die reiche Entfaltung der Trilobitengattungen *Dikelocephalus* und *Bathyrus* gekennzeichnet, während der für das europäische OberCambrium so charakteristische *Olenus* bis auf Neufundland vollkommen fehlt. An der oberen Grenze folgen Dictyonemaschiefer.

Auch innerhalb des nordamerikanischen Continentes zeigen sich in der Ausbildung der cambrischen Formation sehr wesentliche Unterschiede. Vor allem ist das Fehlen des Unter- und MittelCambriums in den mittleren und südwestlichen Teilen des Continentes hervorzuheben. In den Black Hills in Wisconsin und Minnesota, in Texas und in dem großartigen auf S. 394 in Fig. 167 wiedergegebenen Profile des Grand Cañon**) lagern die obercambrischen Bildungen (Tonto-Group) unmittelbar und discordant auf vielfach gestörten algonkischen oder archäischen Schichten; es dürfte somit ein großes Areal zwischen Oberem See, Arizona und Texas während des älteren und

* Walcott. Cambrian Faunas of N. A. Bull. U. S. geol. Survey. No. 40. 1884, No. 80. 1886 u. No. 81. 1891 sowie Fauna of the Lower Cambrian. U. St. geol. Surv. X An. Rep. 1888-89. S. 542 mit 50 Taf. u. vollständigem Litteratur-Verzeichnis.

** Fr. Frech. N. Jahrb. 1895 II. S. 453. Taf. III.

mittleren (Georgia- und Acadian-) Abschnittes der cambrischen Periode Festland gewesen sein. Jenseits desselben, in Nevada, Utah und British Columbia gelangte das Unter- und Mittelcambrium, ersteres als Olenellus-Schichten, letzteres als Olenoides- und Agnostus-Schichten (jedoch ohne Paradoxides), wieder zur Ablagerung.

So offenbart sich denn in Europa wie in Amerika das Vorhandensein ausgedehnter cambrischer Continente, und zwar indirect aus den mächtigen Conglomeraten, Grauwacken und Sandsteinen des Cambriums, anderseits aber auch aus dessen Stratigraphie, Transgression und Faciesbildung.

Die silurische Formation.

Als silurische Formation bezeichnet man eine bis über 6000 m mächtige Schichtenreihe von vorherrschenden thonigen und sandigen, sowie von jetzt weit mehr in den Vordergrund tretenden kalkigen Gesteinen, welche auf der cambrischen Formation auflagern, von der devonischen Formation überlagert werden und zum Teil reich an organischen Resten und zwar ausschließlich an solchen von einstigen Meeresbewohnern, also von Korallen, Graptolithen, Crinoideen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten sind, während Land- und Süßwassertiere bis auf einige seltene in Gotland und Schottland gefundene Skorpione nicht bekannt sind.

Der petrographische Charakter der silurischen Schichtenreihe ist zwar kein constanter, vielmehr in den verschiedenen Bildungsgebieten des Silurs ein verschiedener, doch lässt sich im allgemeinen annehmen, dass Thonschiefer, Sandsteine, Grauwacken und Grauwackenschiefer, in manchen Gegenden auch z. T. versteinerungsreiche Kalksteine die vorherrschenden Gesteinsarten sind, zu welchen sich als untergeordnete Gebirgsglieder Conglomerate, Quarzite, Kieselschiefer, Alaunschiefer, Mergel und Dolomite gesellen.

Die Silurformation ist im allgemeinen ziemlich reich an Erzlagern, und zwar sind es Eisenerze, sowie Kupfer-, Blei- und Zinkerze, welche in Gestalt von Flötzen, Imprägnationen und unregelmäßigen Einlagerungen als integrierende, also gleichalterige Glieder der Silurformation bekannt sind. Hierher gehören die Lager von oolithischem Roteisenerz im Untersilur von Böhmen und New-York, die Stöcke von Spateisenstein im Silur der Nordalpen, so bei Reichenau, Dienten, Neuberg, Admont, Werfen, Schwatz, die Thuringitschicht (ein Gemenge von Thuringit, Chamosit, Magnetit und deren Zersetzungsproducten) an der unteren Grenze des Silurs im Thüringer- und Frankenwalde, die Alaunschiefer mit mehr oder weniger großem Gehalte von Schwefelkies, die zahlreichen und ausgedehnten Flötze

von Brauneisenstein im untersilurischen Dolomite des großen appalachischen Thales von Nordamerika.

Nicht ohne Interesse, ja selbst von technischem Werte ist das, wenn auch seltene Vorkommen von Anthracitflötzen zwischen silurischen, zum Teil Graptolithen führenden Schiefer Schottlands, Irlands und Portugals. Das Material dieser Kohlengesteine kann außer von Graptolithen nur von Seetangen abstammen, da während der Zeit seiner Ablagerung höher organisierte Pflanzen noch nicht existierten. Auch Steinsalzeinlagerungen sind in der Silurformation vorhanden, aus welchen zahlreiche Salzquellen, z. B. bei Salina und Syracuse im Staate New-York, entspringen. In der canadischen Provinz Ontario sind im oberen Silur sechs Steinsalzflötze von 2 bis 12 m Mächtigkeit durchbohrt und im Silur der indischen Saltrange ebenfalls mehrere Steinsalzlager erteuft worden.

Der paläontologische Charakter der Silurformation. Die Flora und Fauna des silurischen Zeitalters war, abgesehen von einigen seltenen Skorpionen (*Palaeophonus*) aus dem Silur Schwedens und Schottlands, ausschließlich marin. So gehören denn die Vertreter des Pflanzenreiches sämtlich den *Fucoiden*, den Seetangen, und den Kalkalgen (*Siphoneen*) an. Ihres mangelhaften Erhaltungszustandes wegen ist der paläontologische Wert der ersteren nur ein geringer, ja viele früher für *Fucoiden* gehaltene Reste haben sich als Kriechspuren von Tieren herausgestellt*). Dahingegen ist die Beteiligung kalkabscheidender *Siphoneen* (namentlich *Vermiporellen* und *Palaeoporellen*) am Aufbau mächtiger Schichtencomplexe, z. B. des skandinavisch-baltischen Silurs, eine sehr wesentliche**).

Eine viel mannigfaltigere Entwicklung, einen viel größeren Formen- und Individuenreichtum hat die Tierwelt während der Silurperiode erlangt, so dass wir bereits weit über 10000 silurische Tierarten kennen. Die fortschrittliche Entwicklung des organischen Lebens offenbart sich in dieser Fauna dadurch, dass sich zu den beiden Haupttiergruppen des Cambriums, den Trilobiten und den hornschaligen Brachiopoden, eine Fülle von Cephalopoden, Kalk-Brachiopoden, Korallen, Graptolithen und Crinoiden gesellt, denen sich schließlich die ersten Fische anreihen.

Unter den niedrigst stehenden Tieren spielen die Radiolarien z. B. in den Hornsteinen und Kieselschiefern eine bedeutsame Rolle; auch Spongien sind ziemlich reichlich vertreten. Unter ihnen ist namentlich *Astylospongia praemorsa* Röm. (Fig. 183) hervorzuheben, welche auf Gotland, in Tennessee und als diluviales Geschiebe in der norddeutschen Ebene in größerer Häufigkeit nachgewiesen ist. Von fast derselben Bedeutung ist

*; Nathorst. Kgl. Svens. Vetensk.-Acad. Handl. Stockholm. Bd. 48. No. 7. 1884 u. Bd. 21. No. 44.

**; Stolley. Naturw. Wochenschrift. 1896. No. 45.

Aulocopium aurantium Röm. aus dem Untersilur von Esthland und als nordisches Geschiebe, ferner *Astraeospongia meniscus* Saff. Letzt-



Fig. 183. *Astylospongia praemorsa* Röm.



Fig. 184. *Omphyma subturbinatum* E. H.

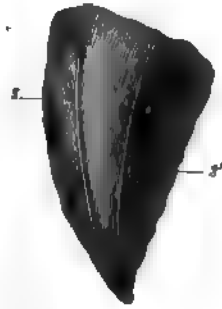


Fig. 185. *Streptelasma europaeum* Röm.
(s Hauptseptum; s' Seitenseptum.)

genannter scheibenförmiger Schwamm zeichnet sich durch die Regelmäßigkeit und Größe seiner sechsstrahligen Spiculae aus.

Die Hauptmasse der silurischen Korallen gehört zu der Abteilung der Tetracoralla oder Rugosa, deren Sternlamellen stets vier, nie aber sechs Systeme bilden. Unter ihnen besitzen die Geschlechter *Omphyma*, *Streptelasma*, *Acervularia*, *Stauria*, *Syringophyllum*, *Cyathaxonia* die größte Verbreitung. Als besonders bezeichnende Formen mögen hier angeführt werden: *Streptelasma europaeum* F. Röm. (Fig. 185), auf der Außenseite sind die Primärsepta und die fiederig gestellten späteren Septen sichtbar; — *Goniophyllum pyramidale* Hls., eine vierseitige, mit 4 Deckeln versehene Koralle; — *Calostylis denticulata* Kjer.; — *Omphyma subturbinatum* E. H. (Fig. 184). Fast ebenso zahlreich wie die Rugosen sind die Tabulata im Silur vertreten; ihre Sternlamellen sind verkümmert, dahingegen Querböden in großer Vollkommenheit entwickelt. Namentlich sind die Gattungen *Calamopora* (*Favosites*) und *Syringopora* durch ihren Artenreichtum bezeichnend, steigen jedoch auch bis in das Devon hinauf. — *Halysites* (*Catenipora*) hingegen ist ausschließlich silurisch und deshalb ein treffliches Leitfossil. Die wichtigsten Arten sind *Calamopora gotlandica* Lam. (Fig. 186) und *Halysites catenularia* Linn. (Fig. 187). Der Korallenstock der ersteren besteht aus dicht neben einander stehenden, lang prismatischen Zellen, welche zahlreiche horizontale Querböden besitzen und durch Poren in den Seitenwänden mit einander in Verbindung stehen. Bei der zweiterwähnten Art sind lauter im Querschnitte ovale Röhrenzellen mit ihrem schmalen Ende verwachsen und wie Glieder einer Kette an einander gereiht. Horizontale Querböden sind ebenfalls vorhanden.

Zu den eigentümlichsten organischen Erscheinungen der silurischen Periode gehören die Graptolithen, welche man als den Sertularien ähnliche Entwicklungsstadien von Medusen deutet. Bei ihrer großen Häufigkeit, ihrer auffälligen und leicht kenntlichen Form und ihrer ausschließlich



Fig. 186. *Calamopora gotlandica* Lam.
a in natürl. Größe.
b etwas vergrößert, um die Poren und Querböden zu zeigen.



Fig. 187. *Halysites catenularia* Linn.

silurischen Verbreitung sind sie eines der wichtigsten Erkennungsmerkmale der Silurformation. Innerhalb derselben bilden sie mehrere, in England und Schonen sogar zahlreiche Horizonte, deren jeder eine ihm eigentümliche Graptolithenfauna birgt*). Die Graptolithen liegen fast stets in großer

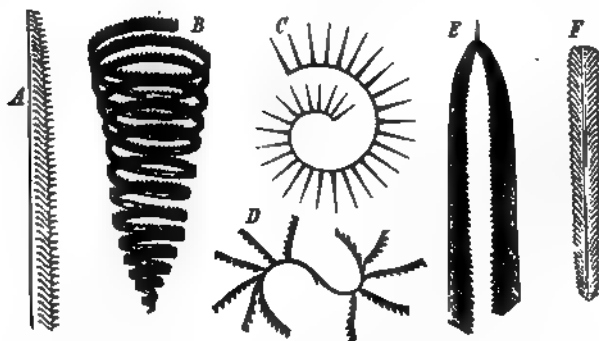


Fig. 188. Graptolithen.
A *Monograptus colonus* Barr. — B *Monogr. turriculatus* Barr. — C *Rastrites Linnei* Barr. — D *Coenograptus gracilis* Hall. — E *Didymograptus Murchisoni* Beck. — F *Diplograptus palmensis* Barr.

Anzahl vergesellschaftet auf den Schichtungsflächen der silurischen Schiefer (Graptolithenschiefer) und sind in diesem Falle stark zusammengedrückt; in sandigen und kalkigen Gesteinen sind sie zwar seltener, aber dann in natürlicher Wölbung erhalten. Die wichtigsten Graptolithen-Gattungen sind

* Lap worth. Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 3. Vol. III. — Tullberg. Z. d. D. geol. Ges. 1883 S. 223. — Barrois. Ann. d. la Soc. géol. du Nord. Lille 1892 p. 75.

Monograptus, der Canal nur auf einer Seite mit zahnähnlichen Zellen versehen, z. B. *M. colonus* Barr. (Fig. 488 A), ferner *M. turriculatus* Barr. (Fig. 488 B) und *Didymograptus Murchisoni* Beck (Fig. 488 E); **Diplograptus** (Fig. 488 F) auf beiden Seiten mit Zellenfortsätzen, z. B. *D. pristis* Hiss.; **Rastrites**, mit langen, zarten, völlig getrennt und senkrecht auf der Achse stehenden Zellen, z. B. *R. Linnei* Barr. (Fig. 488 C), **Phyllograptus**, **Coenograptus** (Fig. 488 D) und **Retiolites**.

Von den Echinodermen sind die Seesterne (*Palaeaster*, *Protaster*, *Palaeocoma*) und Seeigel (und zwar *Perischoechiniden*) meist durch so vereinzelte Individuen vertreten, dass diese ohne Einfluss auf den Gesamthabitus der silurischen Fauna bleiben; dahingegen gehören die Crinoideen zu den charakteristischsten Erscheinungen des silurischen Zeitalters. So ist die Crinoideen-Abteilung der Cystideen, als deren Hauptvertreter die Gattung *Echinosphaerites* gilt, wesentlich silurisch und zwar untersilurisch. Unter diesen tritt namentlich der kugelfunde Kelch von

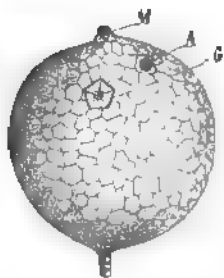


Fig 159. *Echinosphaerites aurantium* Hiss. sp.
M Mund. — A After. — G Gentialpyramide.

Ech. aurantium Hisinger (Fig. 159) in zahlloser Menge der Individuen im nördlichen Europa auf. Die übrigen Cystideen-Gattungen, also z. B. *Cryptocrinus*, *Caryocystites*, *Echinoencrinus*, *Hemicosmites*, kommen nur vereinzelter und in beschränkter geographischer Verbreitung vor. Die echten Crinoideen mit großen zusammengesetzten Armen und radial angeordneten Kelchsfelchen haben ebenfalls im Obersilur bereits eine sehr bedeutende Entwicklung erlangt. Verhältnismäßig sehr verbreitet sind die Gattungen *Cyathocrinus*, *Taxocrinus*, *Melocrinus*, *Dimerocrinus*, *Lecanocrinus*. Allein aus dem obersilurischen

Korallenkalk der Insel Gotland sind 43 Gattungen mit 176 Arten von Encrinoiden beschrieben.

Unter den verschiedenen Abteilungen der Mollusken spielen die Brachiopoden und Cephalopoden die wichtigste Rolle in der silurischen Fauna, und zwar von ersteren neben hornschaligen, schlosslosen Formen wie *Lingula* und *Discina* namentlich die kalkschaligen mit Schloss versehenen Geschlechter *Porambonites*, *Rhynchonella*, *Spirifer*, *Strophomena*, *Atrypa*, *Leptaena*, *Chonetes*, vorzugsweise aber *Orthis* und *Pentamerus*. Man kennt jetzt aus dem Silur gegen 2600 Arten von Brachiopoden. So ist *Orthis* durch über 400 Arten vertreten, von denen folgende ihrer großen geographischen Verbreitung wegen hervorzuheben sind: *O. elegantula* Dalm., — *O. canaliculata* Lindst. (Fig. 190) — *O. vespertilio* Sow. — *O. lynx* Eichw. (Fig. 192). *Chonetes striatella* Dalm. (Fig. 194) ist im Obersilur Nordeuropas und Amerikas, sowie

in erratischen Geschieben Norddeutschlands sehr häufig. Die Gattung *Pentamerus* ist bis auf einige Arten, welche in das Devon hinaufsteigen, auf die silurische Formation beschränkt und in dieser in etwa 40 Species bekannt. Von denselben besitzt namentlich *Pentamerus Knighti* Sow.

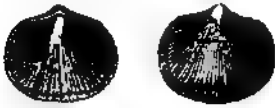


Fig. 190. *Orthis constrictulata* Lindst.



Fig. 191. *Chonetes striatella* Dalm.
(a' = Arm; st = Stacheln.)

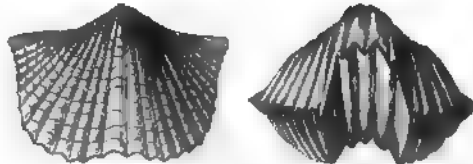


Fig. 192. *Orthis (Platystrophia) lynx* Eichw



Fig. 193. *Pentamerus Knighti* Sow.

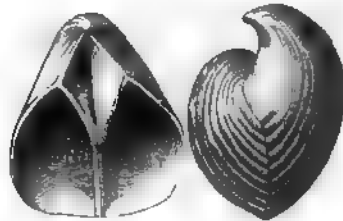


Fig. 194. *Pentamerus conchidium* Brongn.

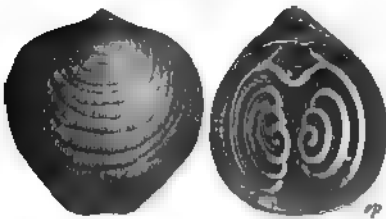


Fig. 195. *Atrypa reticularis* Linn.
(sp = Spiralkegel.)

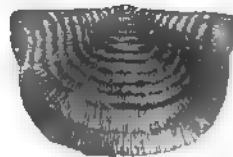


Fig. 196. *Strophomena depressa* Sow.

(Fig. 193) eine große Verbreitung in Deutschland, England, Schweden und Russland. Er, sowie *P. borealis*, *P. esthonus* und *P. conchidium* Brongn. (Fig. 194) füllen gewisse Bänke des Obersilurs ganz an. *Atrypa reticu-*

laris Lion. (Fig. 495) besitzt die größte Verbreitung unter allen Brachiopoden der silurischen Formation, ist jedoch dieser und dem Devon gemeinsam. *Strophomena depressa* Sow. (Fig. 496) kommt der vorigen Art an Zahl der Fundorte fast gleich und steigt ebenfalls in das Devon.

Die Zweischaler stehen, verglichen mit den Brachiopoden und Cephalopoden, an Wichtigkeit in der silurischen Fauna zurück. Vertreten sind namentlich die Gattungen *Avicula*, *Ambonychia*, *Myalina*, *Ctenodonta*, *Astarte*, *Lucina*, *Conocardium*, *Grammysia*, *Cardiola*. Von den zahlreichen in einander übergehenden Formen des letzten Genus ist *Card. interrupta* Sow. (Fig. 497) am verbreitetsten und am leichtesten kenntlich. Die silurischen Gastropoden*) gehören meist den Geschlechtern *Pleurotomaria*, *Murchisonia*, *Euomphalus*, *Eunema*, *Cyclonema*,

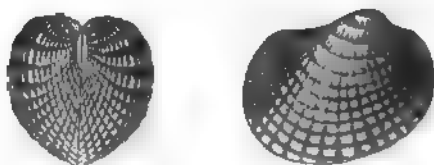


Fig. 497. *Cardiola interrupta* Sow.

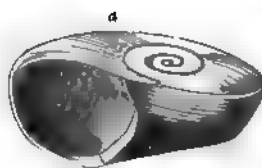


Fig. 498. *Maclurea Loganii* Salt.
a Gehäuse, b Deckel.



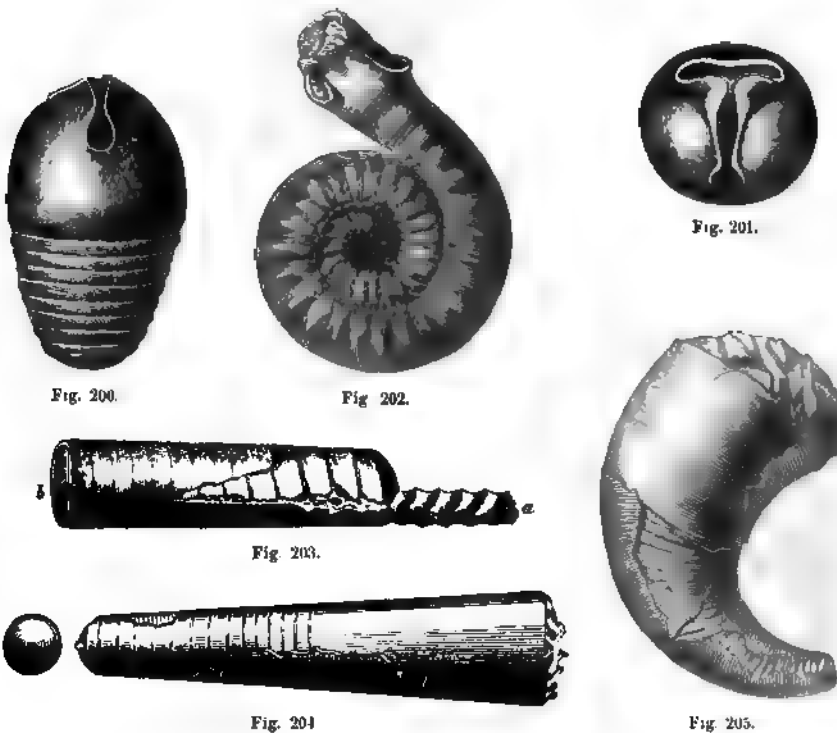
Fig. 499. *Tentaculites annulatus* Schloth.

Platyceras, *Loxonema*, *Bellerophon* und *Capulus* an; ausschließlich silurisch ist u. a. die Gattung *Maclurea*, welche besonders im amerikanischen Silur stark, nämlich durch 26 Species, vertreten ist, von denen wir *M. Loganii* Salter (Fig. 498) hervorheben. — Von Pteropoden bedecken namentlich die Tentaculiten (Fig. 499) in unzähliger Menge die Schichtungsflächen gewisser silurischer Kalksteine und Thonschiefer. Hierher gehören auch *Theca*, *Conularia* und *Hyalithes*, welche in zahlreichen Species sehr verbreitet im Silur sind.

Die Cephalopoden sind im Silur ausschließlich durch Nautiléen vertreten und zwar durch mehr als 1800 Species (gegen 6 *Nautilus*-Arten der Jetztzeit), — die Vorläufer der Ammonoiten, welche in jüngeren Formationen eine so außerordentlich wichtige Rolle spielen, kennzeichnen den

*) E. Koken. Entwicklung der Gastropoden vom Cambr. bis zur Trias. N. J. Min. Beilageband VI. 1889. S. 205.

Beginn der devonischen Periode. Von den Nautilen erreicht das Genus *Orthoceras* (Fig. 204) bereits im Silur das Maximum seiner Entwicklung in über 1000 Arten und erzeugt z. B. in Schweden Riesenformen von 1,5 bis 2 m Länge. Ganz eigentümlich sind für die silurische Gruppe diejenigen Formen, bei welchen der Siphon sehr groß, kugelig — perlschnurartig und zum Teil im Inneren mit Obstructionsringen versehen ist, und die man als *Ormoceras* und *Huronia* von *Orthoceras* getrennt hat. Das Orthoceratiden-Genus *Endoceras* (Fig. 203) mit sehr weiten und langen, randständigen



Silurische Cephalopoden.
 Fig. 200 u. 201. *Gomphoceras bohemicum* Barr. (Fig. 201 die Mündung zeigend).
 Fig. 202. *Lituites (Ophidioceras) simplex* Sow.
 Fig. 203. *Endoceras duplex* Wahlenb.
 Fig. 204. *Orthoceras tumidum* Barr.
 Fig. 205. *Cyrtoceras Murchisoni* Barr.

Siphonalduten ist auf das Untersilur beschränkt. Dagegen sind die Gattungen *Phragmoceras*, *Gomphoceras* (Fig. 200 und 204), *Ascoceras*, *Trochoceras*, *Cyrtoceras* (Fig. 205), *Lituites* (Fig. 202) und *Nautilus* im ganzen Silur, zum Teil in zahlreichen Arten sehr verbreitet.

Von Anneliden (Gliederwürmern) sind chitinine Kiefer (Conodonten) besonders im Gotländer Obersilur überliefert.

Einen außerordentlich großen Formen- und Individuenreichtum entwickeln die Trilobiten im Silur. Sie erreichen den Höhepunkt ihrer Ent-

wicklung bereits im Untersilur. Die obersilurischen Trilobiten kommen ihren Vorfahren nur noch in der Zahl der Arten, nicht mehr in derjenigen der Gattungen gleich. Im Silur kennt man 428 Genera mit gegen 1600 Arten, so dass der eigentümliche Gesamteindruck der silurischen Fauna wesent-

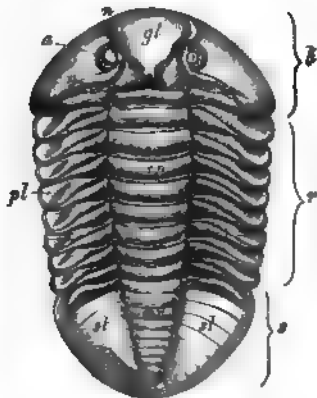


Fig. 206.

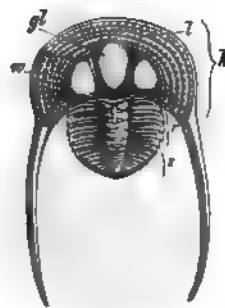


Fig. 207.



Fig. 208.



Fig. 209.

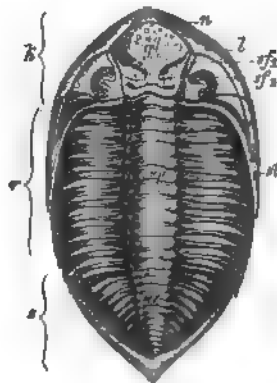


Fig. 210.

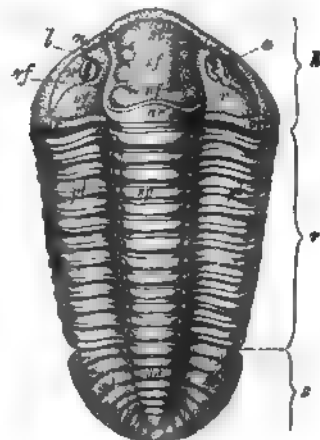


Fig. 211.

Silurische Trilobiten.

Rückenschale. *k* = Kopfschild, — *r* = Rumpf, — *s* = Schwanzschild, — *gl* = Glabella, — *w* = Wangen, *a* = Gesichtsnäht, — *l* = Bandsaum, — *st* = Wangenstachel, — *a* = Auge, — *sf* = Seitenfurchen, — *r/* = Rückenfurche, — *sp* = Spindel, — *pl* = Pleuren.

Fig. 206. *Asaphus expansus* Linn.

Fig. 207. *Trinucleus ornatus* Stbg.

Fig. 208. *Illaeus Daviil* Salter.

Fig. 209. *Illaeus angustifrons* Holm.

Fig. 210. *Dalmanella caudata* Brunn.

Fig. 211. *Calymene Blumenbachii* Brgt.

lich von dieser erloschenen Crustaceen-Familie ausgeht. Viele silurische Trilobiten haben das Vermögen, sich zusammenzukugeln. Die Unterseite mit den gegliederten Füßen ist nur in den seltensten Fällen erhalten. Die wichtigsten und artenreichsten silurischen Trilobiten-Geschlechter sind *Asaphus* (Fig. 206), *Illaeus* (Fig. 208), *Chasmops*, *Trinucleus*

(Fig. 207), *Ogygia*, *Bronteus*, *Encrinurus*, *Sphaerexochus*, *Phacops*, *Cyphaspis*, *Acidaspis*, *Dalmania* (Fig. 240), *Calymene* (Fig. 244), *Cheirurus* und *Harpes*.

Die Verteilung der zahlreichen Gattungen und Arten der Trilobiten liefert die besten Anhaltspunkte für die Gliederung des älteren Palaeozoicums und so auch des Silurs in Unterabteilungen und Stufen, sowie für die Trennung geographischer Provinzen.

Im Obersilur gesellen sich zu den Trilobiten die Eurypteriden (Fig. 242), riesige, bis 2 m lange Krebstiere mit kurzem breitem Kopfschilde, dieses mit kleinen zusammengesetzten Augen, mit 6 gegliederten Beinpaaren und mächtigem, langgestrecktem, aus 42 Segmenten bestehendem Rumpf und Hinterleib, der in einen langen Stachel endet.

Zu den Crustaceen gehört ferner die im Obersilur und oberen Untersilur weit verbreitete *Beyrichia*, ein kleiner Muschelkrebs mit abgerundet vierseitigen Klappen, diese mit höckerig-warziger Oberfläche, und die glatte *Leperditia*. Endlich entstammen dem Obersilur Gotlands und Schottlands die seltenen Reste einiger Scorpione (*Palaeophonus*).

Von Wirbeltieren hat man in den unteren Niveaus des europäischen Silurs bis jetzt keine Spur entdeckt, erst im Obersilur erscheinen in England, Russland und Skandinavien Reste haiartiger Knorpelfische und Panzerganoiden anfänglich ganz vereinzelt (*Pteraspis* und *Cephalaspis*), dann in so großer Häufigkeit (*Onchus*), dass Flossenstacheln und emaillierte Chagrinschuppen in England eine förmliche Lage von Knochenbreccie (bone-bed) von freilich an den meisten Localitäten nur 3 bis 8 cm Mächtigkeit gerade auf oder wenige Meter unter der Grenze zwischen Silur und Devon bilden.

Zweiteilung der silurischen Formation. Die aufgezählten Vertreter der silurischen Fauna gehören nicht sämtlichen Horizonten der Silurformation gemeinsam an, kommen also nicht in allen silurischen Schichtencomplexen vergesellschaftet vor, sondern repräsentieren vielmehr eine Aufeinanderfolge von sich gegenseitig ablösenden Faunen. Auf dieser Ver-

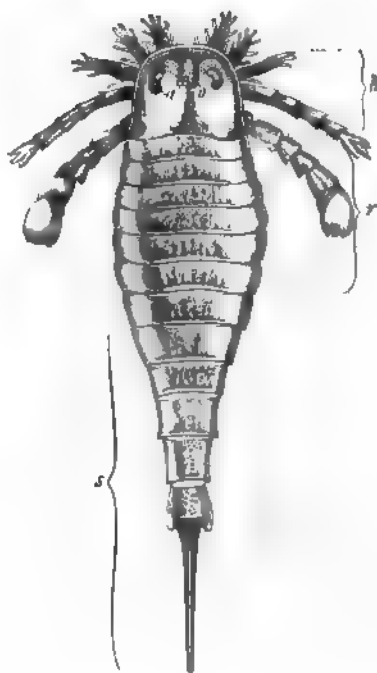


Fig. 242. *Eurypterus Fischeri* Eichw
(k = Kopfschild, — r = Rumpf, — s = Schwanz.)

schiedenheit des paläontologischen Charakters in verschiedenen Niveaus der silurischen Formation beruht deren detaillierte Gliederung in zahlreiche Stufen, welche freilich meist nur locale Geltung besitzen. In allen Ländern jedoch, in welchen die Silurformation in einigermaßen vollständiger Entwicklung nachgewiesen ist, also besonders in England, Böhmen, Skandinavien und Nordamerika, hat man zwei Hauptabteilungen von allgemeiner Gültigkeit fixieren können und dieselben als Untersilur und Obersilur bezeichnet.

1. Im **Untersilur** gesellen sich zu den aus dem Cambrium heraufsteigenden Trilobiten-Geschlechtern *Ogygia*, *Agnostus* und *Asaphus* die ihm eigentümlichen neuen Gattungen *Aeglina*, *Illaenus*, *Ampyx*, *Acidaspis*, *Megalaspis*, *Trinucleus*, *Chasmops*, *Remopleurides* in zum Teil riesigen Arten, — die Graptolithen und zwar namentlich zweireihige und gegabelte Formen erreichen das Maximum ihrer Entwicklung, — von Brachiopoden erscheinen neben der bereits cambrischen *Lingula*, *Discina* und *Orthis* noch *Leptaena*, *Strophomena*, *Orthisina*, *Atrypa*, *Porambonites*, *Spirifer*, — die Nautilen stellen sich reichlicher ein, so *Orthoceras*, *Endoceras*, *Cyrtoceras*, *Lituites*, — von Gastropoden *Maclurea*, die Crinoiden werden vorzüglich durch *Cystideen* vertreten, — Korallen spielen nur local eine Rolle.

2. Im **Obersilur** nehmen die Trilobiten bereits rasch ab. Wie vor Beginn des Untersilurs die S. 399 aufgezählten cambrischen Geschlechter, so sind im Obersilur die Gattungen *Agnostus*, *Trinucleus*, *Ogygia*, *Chasmops*, *Remopleurides*, *Asaphus*, *Aeglina*, *Megalaspis* bereits vollkommen erloschen. Dahingegen sind *Calymene*, *Phacops*, *Lichas*, *Dalmania*, *Proteus*, *Harpes* durch zahlreiche Arten vertreten. Ausschließlich obersilurisch sind *Bronteus* und *Arethusina*. Auch die Graptolithen nehmen an Mannigfaltigkeit ab und stellen einreihige Formen wie *Rastrites* und *Monograptus*. Die kalkschaligen Brachiopoden erheben sich zu großem Arten- und Formenreichtum, indem sich den älteren Gattungen namentlich *Pentamerus* und *Rhynchonella* anreihen. Gleiches gilt von den Nautilen (*Orthoceras*, *Cyrtoceras*, *Phragmoceras*, *Gomphoceras*, *Trochoceras*, *Ascoceras* u. a.) mit gegen 1000 Arten. Die im Untersilur stellenweise so außerordentlich verbreiteten Cystideen nehmen schnell ab, wohingegen die bis dahin seltenen langarmigen, echten Crinoideen an Formen- und Individuenreichtum zunehmen und eine große Bedeutung und das Maximum ihrer Entwicklung erhalten; zugleich treten die ersten Blastoideen auf. Die Korallen (*tabulata* und *rugosa*) sowie Stromatoporidae erscheinen in großer Fülle und Mannigfaltigkeit und bilden ganze Korallenbänke. Dem obersten Silur gehören endlich die Eurypteriden und die ersten häufigeren Knorpelfische an.

Die geographische Verbreitung und speciellere Gliederung der

Silurformation (hierzu die tabellarische Übersicht auf S. 425). Das Silur besitzt in Europa drei Verbreitungsgebiete von verschiedenem Charakter ihrer Specialfaunen. Das erste begreift die britischen Inseln, Belgien und Nordfrankreich, — das zweite umfasst Norwegen, Schweden, die Ostseeprovinzen und das Innere Russlands, — dem dritten gehören die silurischen Areale Böhmens, Sachsens, Thüringens, des Fichtelgebirges, der Ostalpen, Südfrankreichs, Spaniens und Portugals an. In der Fauna dieser Provinzen machen sich die schärfsten Unterschiede im Untersilur geltend, um sich im Obersilur allmählich zu verwischen.

In Britannien besitzt das Silur seine Hauptentwicklung in Wales, ist aber auch an der Südküste von Cornwall, sowie im südlichen Schottland und im nördlichen Teile der irischen Insel bekannt. Die englischen Geologen gliedern die silurische Schichtenreihe ihrer Heimat in folgende Unterabteilungen:

II. Obersilur.

3. Ludlow Group, a. unterer Ludlow- oder Aymestry-Kalkstein, mit *Pentamerus Knighti*, *Rhynchonella Wilsoni*, *Lingula Lewisi*, *Orthoceras Ludense*, *Lituites giganteus*; *Eurypterus*. b. obere Ludlow-Schichten, mit *Orthis elegantula*, *Chonetes lata*, *Bellerophon trilobatus*, *Orthoceras bullatum*. c. Passage-beds: Downton-Sandstein, mit dem Bone-bed von Resten der ältesten Fische (*Onchus*, *Plectrodus*, *Pteraspis*), zu oberst die in den Old-Red übergehenden Ledbury-Schiefer.
2. Wenlock-Group, und zwar a. Woolhope-Kalk, b. Wenlock-Mergel und -Kalk (od. Dudley-Kalk) mit *Halysites catenularia*, *Calamopora Gotlandica*, *Omphyma turbinatum*, *Strophomena depressa*, *Pent. galeatus*, *Atrypa reticularis*, *Calymene Blumenbachi*, *Homalonotus delphinocephalus*, *Orthoceras annulatum*. In Nordengland vertreten durch die Riccarton-Graptolithenschiefer
1. Llandovery-Stufe mit *Pentamerus oblongus*, *P. lens*, *Orthis*, *Atrypa*, *Harpes*, *Encrinurus*, *Illaenus*, *Calymene*, *Tentaculites annulatus*. Conglomerate, Sandsteine, Grauwacken, 300—700 m mächtig. Zu oberst Mayhill-Sandstein und Tarannon-Schiefer (mit *Rastrites*, *Monograptus*). Als Graptolithen-Facies die Stockdale-Schiefer.

I. Untersilur.

4. Bala oder Caradoc beds, kalkiger Sandstein mit viel Brachiopoden, z. B. *Orthis vespertilio*, *Orthis tricenaria*, *Strophomena grandis*. Maximum der Trilobiten, z. B. *Trinucleus concentricus*, *Illaenus*, *Asaphus*; ferner *Echino-sphaerites*; zu oberst Hirnant-Kalk mit viel *Orthis*.
3. Llandeilo Flags, 1000—1500 m mächtig, mit viel Graptolithen, *Orthoceras duplex*, *Asaphus tyrannus*, *Ogygia Buchi*.
2. Arenig oder Stiperstone-Stufe, schwarze Thonschiefer und Quarzite, 800 m mächtig, mit *Didymograptus*, *Diplograptus* und viel Trilobiten, so *Ogygia*, *Asaphellus*, *Aeglina*, *Trinucleus*. In Nordengland vertreten durch die Skiddaw-Graptolithenschiefer.
1. Tremadoc-Schichten, Grauwackensandsteine und Schiefer noch mit einer Anzahl cambrischer Trilobiten (*Olenus*, *Agnostus*), daneben echt silurische Formen von *Asaphus*, *Ogygia* und *Cheirurus*, ferner mit *Tetragraptus* und *Bryograptus*.

In Norwegen lassen sich vorzüglich zwei große Regionen der Silurformation unterscheiden, nämlich die von Kristiania und die vom Mjösensee. Die Silurschichten der Gegend von Bergen haben durch Dynamometamorphismus den Habitus krystalliner Schiefer erhalten (Reusch, vergl. S. 179). Höchst vollständig entwickelt und sehr genau erforscht ist das Silur in Schweden, wo auch die stratigraphischen Verhältnisse einfach liegen. Eine specielle Übersicht der Einzelstufen desselben ist für deutsche Geologen deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil die Mehrzahl der für das schwedische Silur bezeichnenden Versteinerungen in den Diluvialgeschieben der norddeutschen Ebene vertreten, z. T. sogar zuerst aus diesen beschrieben worden ist.

Das Silur ist in Schweden in verschiedenen, durch archaische Areale getrennten Districten entwickelt und zwar das Untersilur vornehmlich in Dalekarlien, Schonen, Ost- und West-Gotland und auf der Insel Oeland, das Obersilur hingegen nur auf der Insel Gotland und in Schonen. Zu der nachfolgenden Übersicht, die im wesentlichen auf den Forschungen von Dames, Linnarsson, Tullberg, Nathorst, Lindström, Holm und Remelé beruht, ist zu bemerken, dass die aufgezählten Stufen keineswegs in jedem der schwedischen Silurareale vertreten sind, dass in diesen vielmehr eine ziemlich abweichende Faciesentwicklung herrscht. In petrographischer Beziehung kann man eine schieferige, meist graptolithenreiche und eine kalkige Facies unterscheiden. Von ihnen besitzen die Kalksteine, also die Ceratopyge-, Orthoceren- und Cystideenkalke eine allgemeinere Verbreitung als die schieferigen Bildungen. So ist z. B. der untere Graptolithenschiefer nur aus Schonen, der Brachiopodenschiefer nur aus der Provinz Gotland und von Oeland bekannt. Andererseits aber gehört der Trinucleusschiefer zu den verbreitetsten Bildungen, während Leptaenakalk nur in Dalekarlien vorkommt.

Die Silurformation Schwedens wird von oben nach unten in folgende Stufen gegliedert, wobei sich kalkige und schieferige Gebilde gegenseitig verdrängen, also gänzlich ersetzen können:

II. Obersilur.

Kalkfacies (Gotländer Kalk):

7. Grobkörnige, rosarote Cephalopodenkalke mit großen Phragmoceren (ohne Ascoceras).
6. Crinoideenkalke mit eingelagerten Stromatoporenriffen, diese bis 8 m mächtig, älteste echte Riffbildungen. Außerdem Cephalopoden- und Gastropodenkalke mit Ascoceras, sowie Schichten mit Megalomus gotlandicus.
5. Schicht mit Pterygotus; u. a. mit Acervularien, einer Ophiure und dem ältesten Scorpion (Palaeophonus).
4. Kalkstein, Oolithbänke und Mergel, hauptsächlichstes Korallenniveau, u. a. mit Lucina prisca, Pterineen und Pentamerus oblongus.
3. Mergelschiefer und Sandstein mit Phacops Downingiae und Strophomena euglypha.

2. Mergel mit *Stricklandinia lirata*; *Palaeocyclus porpita* und *Leperditia baltica*.
4. Rote Schiefer mit *Arachnophyllum diffluens*; *Syringophyllum organum*, *Spirifer exporrectus*, *Phacops quadrilineatus*.

Schieferige, graptolithenreiche Facies:

von 7 u. 6 = *Cardiolaschiefer* mit *Cardiola interrupta* und *Monograptus*;

von 5—4 = Oberer Graptolithenschiefer Ost- und West-Gotlands, Dalekarliens und Schonens, unten mit *Rastrites* und *Monograptus*, oben mit *Retiolites* und *Monograptus*.

I. Untersilur.

Kalkfacies:

6. Leptaenakalk Dalekarliens mit *Illaenus Linnarssoni*, zahlr. Brachiopoden und Korallen.
5. Trinucleuskalk.
4. Kalk mit *Chasmops macrurus*.
3. Cystideenkalk mit *Echinosphaerites*, *Orthis calligramma*, *O. lynx*, *Chasmops conicophthalmus*.
2. Orthoceraskalk (Vaginatenskalk), seine beiden unteren Zonen gekennzeichnet durch das Vorwiegen der Vaginatens (Endoceras), die oberen durch die Häufigkeit der regulären Orthoceren:
 - d. oberer grauer Orthocerenkalk mit *Lituus lituus* und *Illaenus chiron*.
 - c. oberer roter Orthocerenkalk mit *Asaphus platyrus*.
 - b. unterer grauer Orthocerenkalk mit *Ptychopyge applanata*.
 - a. glaukonitischer Orthocerenkalk mit *Megalaspis planilimbata*.
1. Kalk mit gemischten cambrischen und silurischen Formen, z. B. *Ceratopyge forficula*, nebst *Cheirurus*, *Amphion*, *Agnostus*, *Dikellocephalus*, *Obolus*.

Schieferige Facies:

von 6 = Brachiopodenschiefer West-Gotlands und Schonens mit *Staurocephalus clavifrons*, Trin. *Wahlenbergi*;

von 5 = Untere schwarze und obere rote Schiefer mit Trin. *Wahlenbergi* und *Remopleur. radians*;

von 4 u. 3 = Mittlerer Graptolithenschiefer Schonens mit *Didymograptus*;

von 2 = Unterer Graptolithenschiefer mit *Didymograptus* und *Phyllograptus*.

In keinem Teile von Europa besitzt die silurische Formation eine solche Ausdehnung wie in Russland. Dort verbreitet sie sich von Petersburg aus einerseits nach Westen längs der Südseite des Finnischen Meerbusens durch ganz Esthland und Nordlivland bis auf die Inseln Dagöe und Ösel, anderseits nach Osten an der Süd- und Südostseite des Ladoga-Sees. Ihre Schichten lagern fast vollkommen horizontal und bestehen zum Teil noch aus Thonen, losen Sanden, bituminösen Schiefern und thonigen Kalksteinen, so dass ihre petrographische Beschaffenheit eher an die jüngsten, als an eine der ältesten Sedimentformationen erinnert. Während in der Umgegend von Petersburg nur das Untersilur zur Ausbildung gelangt ist, lässt das silurische Territorium von Esthland, Livland, Dagöe und Ösel eine vollständige Entwicklung der Silurformation erkennen, deren Gliederung nach Fr. Schmidt in der Tabelle auf S. 425 wiedergegeben ist. Auch an den beiderseitigen Abfällen des Ural erscheinen silurische Schichten in langgestreckten Zonen, sind jedoch steil aufgerichtet und bedeutend dislociert.

Viel beschränkter ist die Verbreitung des Silurs im mittleren Europa. Am vollständigsten entwickelt und am speciellsten untersucht ist es in Böhmen. Hier bildet dasselbe eine fast 20 Meilen lange und 2 bis 3 Meilen breite elliptische Mulde, deren Flügel einer gemeinsamen Hauptachse zufallen, welche von Prag über Beraun in der Richtung auf Pilsen läuft. Dieses silurische Becken lagert auf einem mächtigen Systeme von cambrischen Schiefern und Grauwacken, von Phylliten und Glimmerschiefern, und dieses auf Graniten und Gneißen auf. J. Barrande gliederte diese gesamte Schichtenreihe in eine Anzahl Etagen, die er mit A bis H bezeichnete. Von diesen haben sich später ergeben: A und z. T. B als Präcambrium, — oberer Teil von B und C als Cambrium (s. S. 402), — F, G und H als Devon. Dem Silur gehören die Etagen D und E an; letztere repräsentiert das Obersilur, so dass sich folgende Gliederung herausstellt:

II. Obersilur.

Etage E². Kalkstein, über 300 m mächtig, mit etwa 2500 fossilen Arten, darunter 403 Trilobiten (*Calymene*, *Phacops*, *Cheirurus*, *Illaenus*, *Acidaspis*), Maximum der Entwicklung der Cephalopoden (über 770 Arten), gegen 300 Brachiopoden, ferner *Calamopora Gotlandica*, *Halysites catenularia*, *Cardiola interrupta*, *Crinoidenkalke*.

Etage E¹. Graptolithenschiefer mit *Retiolites* und *Rastrites*; zu unterst mit *Diplograptus*.

I. Untersilur.

Etage D⁵. Graugelbe Schiefer mit *Ampyx Portlocki*, *Agnostus tardus*, *Cheirurus*, *Remopleurides*, *Diplograptus*.

Etage D⁴ u. D³. Glimmerige und schwarze Schiefer mit *Aeglina rediviva*, *Cheirurus claviger*, *Asaphus nobilis*, *Trinucleus ornatus*, *Orthis*, *Cystideen*.

Etage D². Quarzitische Sandsteine mit *Asaphus nobilis*, *Acidaspis Buchi*, *Trinucleus Goldfussi*, *Dalmania socialis*.

Etage D^{1γ}. Schwarze Schiefer mit *Placoparia*, *Asaphus*, *Aeglina*, *Illaenus*, *Ogygia*, *Orthis*, *Didymograptus*.

Etage D^{1β}. Roteisenstein mit *Amphion*, *Harpides*, *Didymograptus*. Diabaslager.

Etage D^{1α}. Grauwacke und Conglomerate mit *Lingula* und *Obolus*.

Eine höchst auffällige Erscheinung innerhalb der Silurformation Böhmens erblickte Barrande darin, dass zwischen der normalen silurischen Schichtenreihe, und zwar in der Etage D, Einlagerungen von abweichender Gesteinsbeschaffenheit eingeschaltet seien, welche Vorläufer einer in ihrer Gesamtheit erst später, nämlich in der Etage E erscheinenden Tierwelt enthalten sollten. Er nannte dieselben Colonien und erklärte diese durch Einwanderungen aus benachbarten silurischen Meeresbecken, deren organische Entwicklung unabhängig vom böhmischen Silurmeere vor sich gegangen sei. Später haben sich diese »Colonien« als grabenartige Versenkungen von höheren Schichten (E) zwischen ältere erwiesen.

In Deutschland ist das Silur im Thüringer Wald, im Fichtelgebirge, im Frankenwald, im Vogtland, am Erzgebirge und in der Lausitz zur Entwicklung gelangt; außerdem sind im Kellerwald (Denckmann) und im

Unterharze obersilurische Kieselschiefer nachgewiesen. In den vier erstgenannten Gebieten gliedert sich dasselbe, und zwar nach Gümbel, Liebe und Zimmermann wie folgt (vergl. Fig. 213).

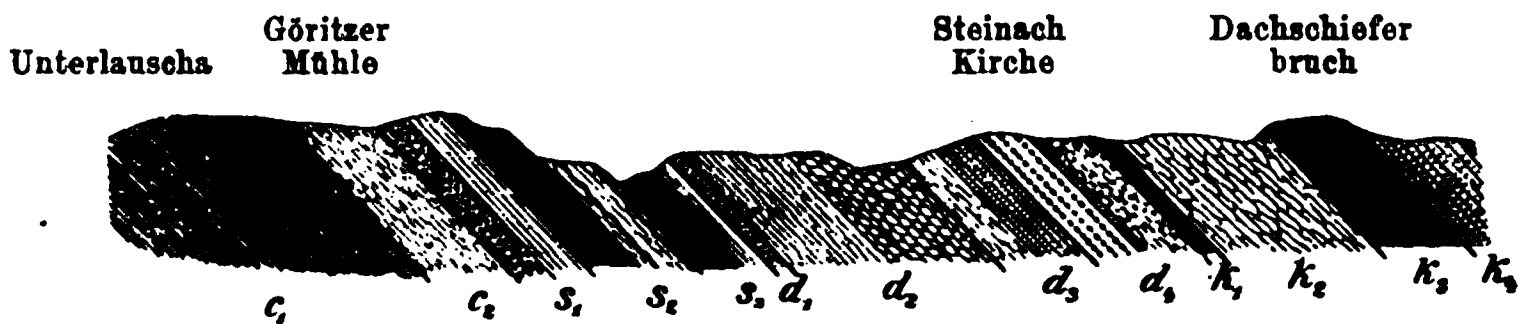


Fig. 213. Profil durch die paläozoischen Schichten des Steinachthales.

- | | |
|--|---|
| <p>Cambrium:
 c_1 ältere quarzitishe Schichten und graugrüne Schiefer;
 c_2 jüngere Phycoden-reiche Schichten.
 Untersilur:
 s_1 untere Thuringitstufe;
 s_2 Griffelschiefer und Lederschiefer.
 Obersilur:
 s_3 untere Graptolithenschiefer und Lydite, Ockerkalk und obere Graptolithenschiefer.</p> | <p>Devon:
 d_1 Tentaculitenknollenkalke;
 d_2 Nereitenschichten, zu oberst dachschieferartig mit Tentaculiten;
 d_3 Lehrschiefer und Wetzsteinschiefer;
 d_4 Cypridinenschiefer und Clymenienkalk.
 Culm:
 k_1 Lydit;
 k_2 schwarze Bröckelschiefer;
 k_3 Lehestener Dachschiefer;
 k_4 Culmgrauwacke und Thonschiefer.</p> |
|--|---|

II. Obersilur.

6. Obere Graptolithenschichten (Monograptusschiefer) = E² Barrande's, Alaunschiefer und Thonschiefer mit *Monograptus colonus*, *sagittarius*, *bohemicus*, *Diplograptus palmeus*, *Retiolites Geinitzianus*.
5. Ockerkalk, Knollen- und Flaserkalke nebst Partien von Spateisenstein oder nach dessen Oxydation von mürbem, gelbem Ocker. Mit Crinoidenstielen, *Orthoceras bohemicum*, *Cardiola interrupta*.
4. Untere Graptolithenschichten (Rastritesschiefer) = Mittelsilur = Etage E¹ Barrande's; Kieselschiefer und Alaunschiefer mit *Monograptus priodon*, *gregarius*, *communis*, *fimbriatus* sowie *M. turriculatus*, *spiralis* und *Rastrites peregrinus*.

I. Untersilur.

3. Lederschiefer (lederbraune, rostfleckige, dünnblättrige Schiefer) und Dachschiefer. Im Vogtlande zu oberst Kieselschiefer und Alaunschiefer, zu unterst mit einem Quarzitlager und dem oberen Thuringit- (oder Chamosit-)schiefer.
2. Griffelschiefer mit großen verzerzten Exemplaren von *Conularia*, *Asaphus* und *Ogygia*. Zu unterst mit einem unteren Quarzitlager und der unteren Stufe des Thuringitschiefers; oolithisches dunkelgrünes Thuringitgestein mit oolithischem Roteisenstein und Magneteisenerz, sowie grüne chloritische Chloropitschiefer; bei der Lamitzmühle NW. von Hof reich an *Orthis*.
1. Tremadoc-Schichten von Leimitz und Neuhof bei Hof, graue und gelbliche, milde Thonschiefer mit *Olenus*, *Dikelocephalus*, *Niobe*, *Amphion*, *Euloma*, *Ceratopyge* (Barrande, Gümbel, Pompeckj).
 Darunter das Cambrium (S. 404).

Die Grauwacken und Quarzite, welche im nördlichen Sachsen bei Leipzig, Oschatz und Kamenz auftreten und in die angrenzende Lausitz bis Görlitz fortsetzen, ebenso die Thonschiefer und Kieselschiefer, die bei Goldberg in Niederschlesien auf die dortigen Phyllite folgen, dürften z. T. cambrischen

und undersilurischen Alters sein. In ihrem Hangenden kommen zwischen Kamenz und Görlitz an verschiedenen Stellen Graptolithenschiefer vor.

In den Ost-Alpen (Kärnten, Krain, Karnische Alpen) lagert sich eine schmale zerstückelte Zone silurischer Grauwacken, Kalksteine und Thonschiefer an die Nord-, Süd- und Ostflanke der centralen Gneiße und krystalinischen Schiefer. Das dortige Undersilur besteht aus Thonschiefern, Grauwacken und Quarziten mit *Strophomena* und *Orthis*, sowie Crinoidenkalken, — das Obersilur zu unterst aus Graptolithenschiefern und Plattenkalken, darüber dunklen oder hellroten Korallen-, Orthoceren- und Cardiolakalken (siehe die Tabelle S. 425). Am ähnlichsten ist dieses Silur demjenigen von Böhmen*).

In Frankreich hat die Silurformation keine sehr große Verbreitung; hauptsächlich tritt sie in der Bretagne und Normandie auf und schließt sich hier vollkommen dem englischen Silur an, während dasjenige von Südfrankreich, Asturien, der Sierra Morena und Sardinien mehr mit Böhmen übereinstimmt (siehe die Tabelle S. 425).

Die großartigste Verbreitung hat das Silur in Nordamerika. Es ist bereits früher hervorgehoben worden, dass das geologische Gerippe dieses Continentes von zwei archaischen Gesteinszonen, der appalachischen und der canadischen gebildet wird, welche sich an der Mündung des Lorenzstromes mit einander vereinen. Der Winkel zwischen diesen beiden ältesten Gesteinszonen wurde von einem silurischen Meerbusen eingenommen, dessen Sedimente heute in Form paralleler Bänder in den Alleghanies und am südlichen Rande der canadischen Gneißzone zu Tage ausgehen, um sich von hier aus einerseits in das östliche Canada (Quebek), anderseits durch Wisconsin und Minnesota nach Nordwesten bis in die arktischen Regionen zu wenden. Als typisch für alle diese Ablagerungen gilt die Gliederung des Silurs von New-York, wie sie im wesentlichen von James Hall herrührt.

II. Obersilur.

12. Waterlime, Kalksteine mit *Eurypterus*, *Tentaculiten*, *Leperditia*.
11. Onondaga-Salzgruppe (= Salina-Mergel), Gyps, Mergel, Steinsalz, Sandstein.
10. Guelph-Kalkstein, mit *Megalomus*, *Pentamerus*, *Murchisonia*.
9. Niagara-Kalkstein, mit viel Korallen und Crinoideen, so *Halysites*, *Calamopora*, *Stromatopora*, *Caryocrinus*, *Stephanocrinus*, ferner Brachiopoden, so *Strophomena depressa*, *Atrypa nodostriata*, *Spirifer sulcatus*, *Rhynchonella*, *Orthis*, Trilobiten: *Dalmania*, *Lichas*, *Homalonotus delphinocephalus*, *Calymene Blumenbachii*, *Beyrichia*.
8. Clinton-Sandstein und -Kalkstein, mit *Pentamerus oblongus*, *Atrypa reticularis*, *Zaphrentis bilateralis*.
7. Medina-Sandstein, mit *Arthropycus Harlani*, *Lingulella cuneata*.
6. Oneida-Conglomerat.

*) G. Stache. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 277. — F. Frech. Ebend. 1887. S. 659, sowie Karnische Alpen. Halle. 1894. S. 208.

1. Untersilur.

5. Hudson-River-Schiefer oder Cincinnati-Gruppe, mit *Syringopora*, *Halysites*, *Orthis*, *Avicula*, *Calymene Blumenbachii*, *Trinucleus concentricus*, nebst
 - 4 Utica-Schiefer mit *Diplograptus*, *Didymograptus*.
 3. Trenton-Gruppe mit a. Trentonkalk oder -dolomit, b. Black-River-Kalk, c. Birdseye-Kalk, mit *Cystideen*, *Orthis lynx*, *Orthis testudinaria*, *Leptaena depressa*, *Murchisonia*, *Bellerophon*, *Orthoceras junceum*, *Ormoceras*, *Endoceras*, *Cyrtoceras*, *Asaphus gigas*, *Trinucleus concentricus*, *Calymene senaria*, *Cheirurus*.
 2. Chazy-Kalkstein, mit *Endoceras*, *Maclurea magna* und *M. Logani*, darunter der
 1. Calciferous-Sandstein, mit *Graptolithen*, *Leptaena*, *Conocardium*, *Maclurea*, *Dikelocephalus*, *Iliaenus*, *Ampyx*, *Bathyrurus*.
- 1 und 2 = Quebec-Gruppe Canadas, Stockbridge-Kalk New-Yorks.

Höchst bemerkenswert ist die Thatsache, dass die nordamerikanischen Silurbildungen mit Bezug auf Gliederung und organischen Inhalt weit mehr Verwandtschaft mit denen Englands und Skandinaviens zeigen, als diese mit den gleichalterigen Schichten Mittel- und Südeuropas. Derartige verwandte Züge offenbaren sich z. B. in dem Vorkommen riesiger Asaphiden nahe der Basis des Untersilurs (Trentongruppe, Llandeilo, Orthocerenkalk), in dem Auftreten länglicher Pentameren (*P. oblongus*, *P. estonus*) in der Mitte des Silurs (Clintongruppe, Llandovery, Stufe des *P. estonus*), in der auffallenden Übereinstimmung des Wenlock- und Niagarakalkes, sowie der Eurypteruschichten von New-York und Oesel.

Im Untersilur und zwar im Trenton-Dolomit setzen die großartigen Erz-lagerstätten der Bleiglanzregion am oberen Mississippi auf. Dieselbe dehnt sich in dem nach SO offenen Winkel aus, welcher von dem Wisconsin- und Mississippistrom geformt wird, nimmt 126 deutsche Quadratmeilen Flächenraum ein und gehört dem südlichen Wisconsin, dem nordwestlichen Illinois und dem äußersten Osten von Iowa an*). Der Trenton-Dolomit, auch dort horizontal gelagert, wird durchzogen von unzähligen,

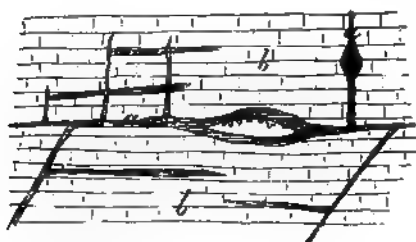


Fig. 214. Bleiglangänge und -höhlen a im untersilurischen Dolomite b am oberen Mississippi. Nach Whitney.

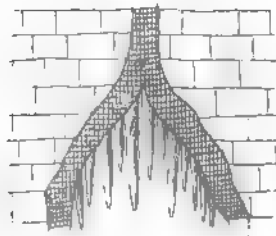


Fig. 215. »Schlote« einer Bleiglanzhöhle am oberen Mississippi, incrustiert von Bleiglanz c und Kalkstein b. Nach Whitney.

* Whitney Geol. Survey of the Upper Mississippi Lead Region. 1862.

verticalen, horizontalen und diagonalen Spalten (Fig. 214) und umschließt geräumige Höhlen von unregelmäßiger oder glockenförmiger Gestalt. Diese sind ausgekleidet oder ausgefüllt durch Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Schwefelkies, Galmei, Eisenocker und Kalksinter. Von der Decke vieler Bleiglanzhöhlen laufen kegelförmige Hohlräume, sog. Schlöte aus, welche zum Teil von einer Lage Bleiglanz ausgekleidet und dann von Kalkstalaktiten incrustiert sind (siehe Fig. 215). Der Process der Ausfüllung der Spaltenräume innerhalb der silurischen Dolomite ging noch in den neuesten geologischen Zeiträumen vor sich. Der Fund von durch grobkrySTALLINISCHEN Bleiglanz zusammengekitteten und von solchem incrustierten Elephas-knochenbruchstücken in zu Tage ausgehenden Gangspalten liefert hierfür den sprechenden Beweis.

Eruptivgesteine in silurischen Territorien. Mit der im Vorhergehenden beschriebenen silurischen Schichtenreihe stehen Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise Diabase, in engster Beziehung.

Die Diabase sind die vulkanischen Gesteine der ältesten geologischen Zeitalter und demnach auch der Silurperiode. Nach ihrem Empordringen aus der Tiefe haben sie sich deckenartig über beträchtliche Strecken des damaligen Meeresbodens ausgebreitet und sind später von jüngeren silurischen Sedimenten bedeckt worden. Als integrierende Teile des silurischen Systems mussten diese Diabaseinlagerungen an allen in späteren Zeiträumen vor sich gehenden Störungen des Schichtenbaues teilnehmen (vergl. Fig. 216).

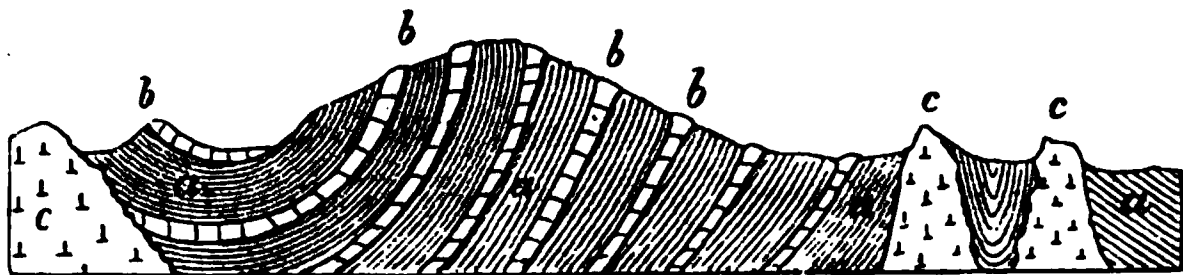


Fig. 216. Profil durch die Gelli Hills (Wales). Nach Murchison.

a Untersilurische Schiefer; — *b* Lager von Diabas und Diabastuff; — *c* Gänge und Stöcke von Diabas.

Mit dem Empordringen der glutflüssigen Diabasmassen gingen Eruptionen von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapillen Hand in Hand. Dieses losen vulkanischen Materiales bemächtigten sich die silurischen Wogen, ebneten es zu ausgedehnten Schichten und vermengten es zum Teil mit ihren eigenen Sedimenten, sowie den Resten ihrer Bewohner. Auf diese Weise entstanden die nicht selten versteinerungführenden Diabastuffe und Schalsteine, welche in reine Grauwackenschiefer übergehen können, eine Erscheinung, durch welche die Gleichzeitigkeit zahlreicher Diabaseruptionen und gewisser silurischer Ablagerungen außer Zweifel gesetzt wird. Derartige Diabasgesteine spielen in vielen Silurterritorien, so in denen des Vogtlandes, Erzgebirges, Fichtelgebirges, Böhmens und Englands eine nicht unwichtige Rolle.

Gliederung und Parallelisierung der Silurformation

in verschiedenen Ländern. Nach F. Frech.

Skandinavien.		Baltische Provinzen.	England.	Süd-Frankreich und Spanien.	Böhmen.	Ostalpen (Kärnten).	Vogtland, Thüringen, Fichtelgebirge.	New-York.
Schieferige Kalkige Facies: (graptolithenreicher) Facies:		Schichten mit Eurypterus.	Ledbury-Schiefer. Downton-Sandst.	Orthoceren-Kalk Graptolithen-Schiefer in Languedoc (Cabrières) und den Pyrenäen, Sierra Morena.	E ₂	Kalke mit Orth. Richter. Hellrote Kalke und Schiefer mit Orth. alticola u. Antipl. bohemia.	Obere Graptolithenschiefer.	Waterlime mit Eurypterus.
Oberer Cardiolapodien-Schiefer	Oberer Cephalopoden-Kalk	Obere Oesel'sche Gruppe mit Chonetes striatella, Atrypa prunum, Spirifer elevatus.	Oberer Ludlow. Aymestrykalk. Unterer Ludlow.		Kalke.	Dunkle Kalke u. Schiefer m. Orth. potens u. Encrinurus Novaki.		Onondaja-Salt-Group.
	Unterer Cephalopoden-Kalk Crinoiden-, Korallen-, Megalopus-Kalke	Schichten m. Pent. estonus.	Wenlock-Kalk. Wenlock-Schiefer.		Crinoiden-kalk.	Korallenkalko	Ockerkalk mit Orthoc. bohemicum, Cardiol. interrupta.	Niagara-Kalkst.
Unterer Cardiolapodien-Schiefer. (Mon. Nilssoni)	Schicht mit Pterygotus	Jördensche Schicht.	Tarannon-Schiefer.	Mayhill-Sandst. Llandovery.	E ₁	Plattenkalke und Graptolithen-schiefer mit Monogr., Rastrites.	Untere Graptolithenschiefer m. Rastrites pergrinus u. Retiolites Geinitzi-anus.	Clinton-Kalk mit Pent. oblongus
	Untere Brachiopoden- und Korallen-Kalke	Pent. borealis-Schicht			Graptolithen-schiefer.			Medina-Sandst.
Cyrtograptus-Schiefer	Mergel m. Stricklandinia	Raikküllsche Schicht						Oneida-Conglomerat.
Rastrites-Schiefer	Rother Mergel m. Arachnophyllum							
Oberes Silur.								
Brachiopoden-Schiefer	Leptaena- und Isotelus-Kalk	Borkholmsche Schicht	Hirnant-Kalk.	Trinucleusschichten. Schiefer v. Grand-Glancy mit Orth. Acton., Strophom. expansa, Cystideen, Korallen in Languedoc u. d. Pyrenäen.	D ₅	Orthieschiefer m. O. calligramma Stroph. expansa u. Korallen.	Lederschiefer mit Cystideen.	Hudson-River-Schiefer nebst Utica-Schiefer
	Trinucleus-Kalk	Lyckholmsche Schicht	Caradoc-(Bala-) Sandst. u. Tuffe des Snowdon.		D ₄		Quarzit	Trenton-Gruppe: (Trenton-Kalk, Blackriver-Kalk, Birdseye-Kalk u. Chazy-Kalk).
Mittlerer Graptolithen-Schiefer mit Didymograptus.	(Chasmops-Kalk {Cystideen-Kalk	Wesenbergsche Schicht	Llandello-Schiefer mit riesigen Asaphiden.	Asaphussch. m. Ogygia. Aeglina, Placoparia in Languedoc, Pyrenäen, Sierra Morena.	D ₃	Mauthner Schichten: Thonschiefer mit Kalkeinlagen (selten m. Orthoc.).	Dachschiefer u. Griffelschiefer mit Asaphus, Ogygia, Conularia.	
Unterer Graptolithen-Schiefer mit Tetragraptus, Phyllograptus.	Orthocerenkalk (Vaginatenkalk)	Kegel- und Jewesche Schicht. Brandschiefer. Echinosphäritenkalk.	Llarwim-Schiefer mit Didymograpt. Arenig-Sandst. u. Skiddaw-Sch.	Armorikanischer Sandst. mit Lingula, Asaphus, Phycodes, Kriechspuren.	D ₂	Schiefer	Untere Thuringit-Stufe mit Orth. Thuringit.	(Quebeck-Gruppe Canadas).
Ceratopyge-Schichten		Glaukonitkalk und -sand (Lingula, Obolus, Conodonten).	Tremadoc.	Schiefer mit Bellerophon	D ₁ β Eisenstein, D ₁ α Grauwacken.	Kieselschiefer u. Tuffe.	Tremadoc-Schiefer von Leimitz und Neuhoof.	Calcareous sandstone (Knox Dolomit).

Die devonische Formation.

(Das Devon).

Allgemeine Litteratur.

Fr. Frech. *Lethaea palaeozoica*. II. Stuttgart 1897. S. 117—256.

Litteratur über das Devon Deutschlands:

des Rheinischen Schiefergebirges:

H. von Dechen. *Geol. u. paläont. Übersicht d. Rheinprovinz u. d. Prov. Westfalen*. Bonn 1884. S. 27—33 u. S. 73—207.

F. Römer. *Das Rheinische Schiefergebirge*. Hannover 1844; ferner *Z. d. D. geol. Ges.* 1855. S. 377; 1856. S. 648; 1875. S. 731.

F. u. G. Sandberger. *Beschreibung u. Abbildung der Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau*. Wiesbaden 1850—1856. — *Entwicklung der unt. Abt. des Devon. Systems in Nassau*. Wiesbaden 1889.

E. Kayser. *Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons*. *Z. d. D. geol. Ges.* 1870. S. 844; 1871. S. 289 u. 494; 1872. S. 653; 1873. S. 602 u. 753; 1877. S. 407; 1879. S. 301; 1883. S. 306; 1889. S. 288. — *Jahrb. d. k. pr. geol. La.* Berlin 1884. S. 54 u. 490; 1882. S. 120; 1883. S. 1; 1884. S. 9; 1890. S. 95. — *Fauna des Dalmatensandst. v. Kleinfinden*. Marburg 1896.

E. Kayser u. E. Holzappel. *Die stratigr. Bez. des böhm. u. rheinischen Devon*. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* 1894. S. 479.

C. Koch. *Gliederung der rhein. Unterdevon-Schichten zwischen Taunus u. Westerwald*. *Jahrb. d. k. pr. geol. La.* Berlin 1880. S. 190.

F. Maurer. *Der Kalk v. Greifenstein*. *N. Jahrb.* 1881. I. Beil. Bd. S. 1.

F. Frech. *Die Cyathoph. u. Zaphrent. d. Deutschen Mitteldevons (u. Gliederung desselben)*. *Paläont. Abh.* III. Heft 2. Berlin 1886. — *Korallenfauna des Oberdevons*. *Z. d. D. geol. Ges.* 1885. S. 21 u. S. 946. — *Geologie d. Umg. von Haiger (Nassau)*. *Abh. d. k. pr. geol. La.* Berlin 1888. S. 1. — *Das rheinische Unterdevon u. d. Stellung des Hercyn.* *Z. d. D. geol. Ges.* 1889. S. 175.

E. Holzappel. *Lagerungsverh. des Devons zwischen Roer- u. Vichthal*. *Verh. d. nat. Ver. f. Rheinl.-Westf.* 1883. B. XL. S. 397. — *Die Goniatiten-Kalke von Adorf*. *Palaeontogr.* IV. 1882. — *Das Rheinthal von Bingerbrück bis Lahnstein*. *Abh. d. k. pr. geol. La.* Heft 15. Berlin 1893. — *Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge*. ebend. Heft 17. 1895.

A. Denckmann. *Devon des Kellerwaldes*. *Jahrb. d. k. pr. geol. La.* 1892. S. 12; 1894. S. 8, u. *Z. d. D. geol. Ges.* 1896. S. 228.

O. Follmann. *Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach*. Bonn 1882. Diss.

G. Meyer. *Der mitteldevonische Kalk von Paffrath*. Bonn 1879. Diss.

E. Schulz. *Die Eifelkalkmulde von Hillesheim*. *Jahrb. d. k. pr. geol. La.* 1882. S. 1.

E. Waldschmidt. *Devonschichten d. Geg. v. Wildungen*. *Z. d. D. geol. Ges.* 1885. S. 906.

des Oberharzes:

F. A. Römer. *Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzes*. Kassel 1850. S. 63; 1855. S. 132 und 152; 1860. S. 139; *Z. d. D. geol. Ges.* 1865. S. 386.

A. von Groddeck. *Abriss d. Geognosie des Harzes*. 2. Aufl. Clausthal 1883. S. 23 u. 87. Ferner *Z. d. D. geol. Ges.* 1872. S. 605; 1876. S. 364 u. 1877. S. 429.

F. Klockmann. *Geol. d. westl. Oberharzes*. ebend. 1893. S. 237. Ferner *Berg- u. Hüttenwesen des Oberharzes*. Stuttgart 1895. S. 1.

L. Beushausen. Der Oberharzer Spiriferensandstein. Abb. d. k. pr. geol. La. VI. Heft 4. Berlin 1884. — Ders. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1893. S. 83, u. 1894. S. XXV. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1896. S. 223.

M. Koch. Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer Diabaszug. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 185.

des Unterharzes:

E. Kayser. Fauna des Hauptquarzits u. d. Zorger Schiefer. Abb. d. k. pr. geol. La. H. I. 1889. — Fauna d. ältesten Devonablagerungen des Harzes; ebend. 1878 B. II. H. 4.

M. Koch. Culm- u. Devonablagerungen nördlich von Elbingerode, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 134; 1894. S. 199. — Ders., L. Beushausen u. A. Denckmann. ebend. 1895. S. 127.

sonstiger deutscher Gebiete:

C. W. Gümbel. Geogn. Beschreib. d. Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 464 — 526.

K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Specialkarte v. Preußen Bd. V. Heft 4. Berlin 1884.

W. Dames. Über die in d. Umgegend Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Z. d. D. geol. Ges. 1868. S. 409.

F. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. S. 5—39.

E. Tietze. D. devon. Schiefer v. Ebersdorf in der Grafschaft Glatz. Palaeontogr. 1870.

G. Gürich. Erl. z. geol. Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890. S. 46.

Als devonische Formation bezeichnet man eine stellenweise über 6000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden sandigen, thonigen, sowie kalkigen Gesteinen, welche auf der silurischen Formation aufruhend, von der carbonischen Formation überlagert werden und die Reste der ersten Landpflanzen, nämlich Gefäßkryptogamen und Coniferen, ferner solche von Korallen, Crinoiden und Mollusken, sowie von Trilobiten und von bereits zahlreicheren Fischen umschließen.

Der **petrographische Charakter** der devonischen Schichtenreihe ist im großen Ganzen ziemlich mannigfaltig und in den verschiedenen Gebieten dieser Formation inconstant. Sandsteine, Quarzite, Conglomerate, Grauwacken, Thonschiefer und Kalksteine bilden das wichtigste Material des devonischen Systems, innerhalb dessen die drei erstgenannten Gesteine in manchen Gegenden, z. B. Nordamerikas, Englands und Schottlands, eine vor den übrigen bei weitem hervorragende Rolle spielen. Nach diesem ihrem lokalen petrographischen Charakter wurde dort die devonische Formation als Old-red-sandstone bezeichnet. In Westfalen, Rheinpreußen und dem Harze hingegen besteht nur die untere Gruppe aus sandigen Schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Conglomeraten, die mittleren und oberen Etagen hingegen aus Kalksteinen und Thonschiefern. Ganz eigentümlich ist das Auftreten von versteinierungsführenden Kalksteinnieren und -linsen zwischen Thonschiefern, so dass erstere fast wie Mandeln in den letzteren erscheinen. Nach ihrer Zerstörung durch die Atmosphärenthiere erhält das Gestein ein löcheriges Aussehen (Flaserkalk, Knotenkalk, Kramenzelkalk).

Selten und nur in höchst untergeordneter Weise treten Brandschiefer, Steinkohle und Anthracit in wenig mächtigen Flötzen und Nestern zwischen der devonischen Schichtenreihe auf. Dahingegen gehören die großartigen unterirdischen Petroleum-Reservoirs im nördlichen Pennsylvanien dem obersten Devon an, indem sich Erdöl, im Verein mit Salzwasser und Kohlenwasserstoffgasen, in Spalten und Hohlräumen des oberdevonischen Sandsteines angesammelt hat*). Flötzartige Einlagerungen von oolithischem, dichtem oder kalkigem Roteisenerz und Brauneisenerz und endlich linsen- und flötzförmige Lagerstätten von Schwefelmetallen sind als Glieder der devonischen Schichtenreihe bekannt. Die großartigste und berühmteste derselben ist die des Rammelsberges bei Goslar**). Dieselbe bildet ein deutlich geschichtetes Lager, in dem liegenden Flügel einer überkippten Falte des Devons (Fig. 247). Infolge dieser Überkippung besteht die Höhe

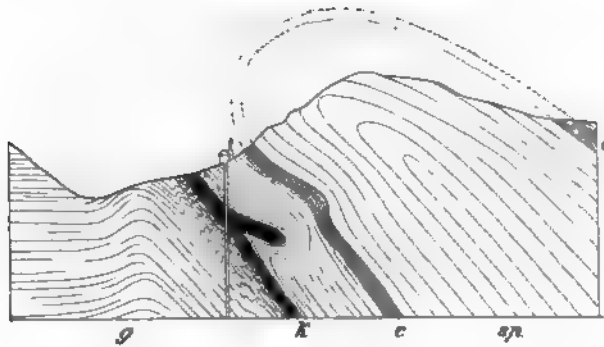


Fig. 247. Profil durch den Rammelsberg bei Goslar.
 sp = Spiriferen-Sandstein; — c = Calceola-Schiefer, — g = mitteldevonische (Goslarer) Schiefer mit dem Erzlager k; in überkippter Stellung. Nach Fr. Klockmann.

des Rammelsberges aus unterdevonischem Spiriferensandstein (sp), sein nördliches Gehänge zu oberst aus mitteldevonischem Calceolaschiefer (c) und darunter aus Goslarer Schiefen (g). Das den letzteren concordant eingelagerte Erzlager ist bei dem Vollzuge jener Überkippung an seiner Grenze vielfach gefaltet und eingebuchtet worden. Die bedeutendste dieser Einfaltungen hat zur Bildung des sog. hangenden Trums geführt. Die 12 bis 20 m mächtige Lagerstätte baut sich aus verschiedenen Erzonen auf, deren älteste aus dem Kupferkniest, einem mit Kies durchwachsenen Schiefer besteht. Auf ihn folgt eine Zone von dichtgemengtem Kupferkies und

*) H. Höfer. [Die] Petroleum-Industrie Nordamerikas. Wien 1877. III. Abschnitt. — M. Klittke. Naturgas u. s. w. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894. S. 272.

** Fr. Wimmer. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salin.-Wesen im pr. Staat. 1877. S. 419. — G. Köhler, ebend. 1882. S. 34 u. 278. — A. Stelzner. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 808. — K. A. Lossen, ebenda. 1876. S. 777. — F. Klockmann. Berg- u. Hüttenwes. d. Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 57.

Schwefelkies, dann eine solche von »melierten Erzen« (inniges, feinschichtiges Gemenge von Kiesen und Bleiglanz) und schließlich die eigentlichen Bleierze (feine Gemenge von Bleiglanz, Schwefelkies, Blende und Schwerspat), die durch Überhandnahme der Zinkblende oder des Schwerspates entweder in Braunerze oder in Grauerze übergehen. Infolge der Überkipfung liegt jetzt die älteste Erzzone zu oberst und die jüngste Zone der Braun- und Grauerze zu unterst.

Paläontologischer Charakter der devonischen Formation. Beschränkt sich das uns bekannte organische Leben in der Silurzeit allein auf das Meer, so erzeugen in der devonischen Periode die Continente bereits etwas zahlreichere Organismen, freilich noch immer ausschließlich Pflanzen. Die devonische Flora ist noch sehr formenarm und spärlich. Von den Fucoiden gewinnen manche trotz schlechter Erhaltung durch die Häufigkeit ihrer Individuen Bedeutung, so Haliserites Dechenianus in gewissen Zonen des rheinischen Unterdevons, wo er sich bei Neunkirchen in der Eifel sogar zu schwachen Flötzen von kohligen Brandschiefer, also einer unreinen Tangkohle, angehäuft hat. Die spärliche Landvegetation der Devonzeit offenbart eine sehr große Ähnlichkeit mit der Culmflora, mit welcher sie nicht nur die meisten Genera, sondern auch einzelne Species gemeinsam hat. Die devonischen Landpflanzen gehören den Gefäßkryptogamen und Coniferen, sowie den zwischen beiden Gruppen stehenden Sigillarien an. Neben den Stämmen dieser letzteren ist uns das filzige Wurzelwerk derselben, *Stigmaria ficoides* Brongn., aus der Devonzeit überliefert. Die Coniferen sind durch Holzreste, *Aporoxylon* und *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*), vertreten; von Gefäßkryptogamen sind *Calamites* nebst *Asterophyllites* und *Annularia*, sowie *Sphenophyllum*, ferner *Knorria*- und *Lepidodendron*-Arten, sowie zahlreiche Farne, *Cyclopteris*, *Neuropteris*, *Sphenopteris* und *Pecopteris* aufgefunden worden. Alle diese Formen wiederholen sich in der carbonischen Formation und werden bei deren Besprechung genauer abgehandelt werden, — rein devonisch hingegen, wenn auch auf Canada, New-York und Ohio beschränkt, wo es jedoch in außerordentlicher Häufigkeit vorkommt, ja manche Schichten ganz anfüllt, ist das lycopodienähnliche, in seiner Stellung aber noch unsichere Genus *Psilophyton* Daws.

Von Zugehörigen der niedrigsten Ordnung des Tierreiches, den Protozoën, sind uns aus der Devonzeit verhältnismäßig nur sehr spärliche Reste überliefert worden. Eine große Verbreitung muss *Receptaculites Neptuni* Defr., ein in seiner systematischen Stellung immer noch problematischer Körper, besessen haben. Die Korallen sind durch ihre paläozoischen Familien, die *Tetracoralla* und *Tabulata*, reichlich und unter den ersten namentlich durch die Gattung *Cyathophyllum* vertreten. *C. helianthoides* Goldf. (Fig. 218^a) in kreisrunden, flach biconischen Einzelzellen,

und *C. latum* Ludw. (Fig. 218^b) in plattenförmigen Stöcken mit polygonalen Kelchen sind weit verbreitet. Auch *Cyath. caespitosum*, ein gabeliger Stock, ist recht bezeichnend für das Devon. Ein ausgezeichnetes Leitfossil der devonischen Schichten ist *Calceola sandalina* Lam. (Fig. 220), eine Koralle mit genau schließendem Deckel, welcher durch eine Grube mit dem Septum des Kelches articuliert. Eine weite Verbreitung im Devon Deutschlands, Spaniens, Englands und Nordamerikas besitzt neben *Amplexus*, *Zaphrentis*, *Endophyllum* das Genus *Cystiphyllum* und zwar durch die Species *C. vesiculosum* Goldf. (Fig. 219), welche sich durch ihre fast cylindrische Gestalt und die Ausfüllung des Kelches durch blasiges Gewebe charakterisiert. Von den Tabulaten sind durch ihre Häufigkeit wichtig *Favosites polymorphus* Goldf. mit walzenrunden, dicht an einander gedrängten, durch reihenständige Poren verbundenen Röhrenzellen, ferner das immer nur als Steinkern erhaltene *Pleurodictyum problematicum* Goldf. (Fig. 221) und endlich *Alveolites suborbicularis* Lam., dessen Polypenstöcke andere Körper lagenförmig überwuchern. *Halysites catenularia*, die charakteristische Kettenkoralle des Silurs, fehlt im Devon vollständig, *Aulopora repens* E. und H. (Fig. 222), welche sich kriechend auf anderen Korallen ausbreitet, ist besonders in Deutschland häufig. Die hauptsächlichsten Riffbildner der Devonzeit sind die Favositiden (Böhmen, Alpen) und die Stromatoporiden (Eifel). Der Mangel an Graptolithen ist im Gegensatz zu deren massenhaftem Auftreten im Silur ein charakteristisches negatives Kennzeichen des Devons.

Die Echinodermen werden im devonischen Zeitalter fast ausschließlich durch Crinoiden und zwar durch eigentliche, mit großen Armen versehene Crinoiden (ca. 230 Arten) vertreten, als deren wichtigste devonische Geschlechter, und zwar vorzugsweise in dem Kalke der Eifel vorkommend, *Cupressocrinus* (Fig. 223), *Eucalyptocrinus*, *Ctenocrinus* und *Haplocrinus* (Fig. 224), im Oberdevon *Melocrinus* und *Hexacrinus* gelten können.

Sehr häufig sind im Devon vieler Gegenden die äußeren Abdrücke der Crinoiden-Säulenglieder, sowie die innere Ausfüllung des Nahrungscanals der Säule und des scheibenförmigen Zwischenraumes zwischen je zwei Gliedern, Steinkerne, welche früher als Schraubensteine bezeichnet wurden. Die Blastoideen, welche in der nächst jüngeren Formation zu einer so großen Entwicklung gelangen, sind im europäischen Devon nur vereinzelt zu finden (*Pentremites*), während die Cystideen, im Silur so gewöhnlich, bis auf wenige Formen (z. B. *Agelacrinus Rhenanus* Röm.) verschwunden sind.

Asteroideen von bereits großer Formenmannigfaltigkeit kennt man aus den Dachschiefern von Bundenbach, Birkenfeld, Niederlahnstein u. a. O. (*Aspidosoma*, Fig. 225; *Archasterias*, *Helianthaster*) sowie aus Nordamerika (*Palaeaster*).

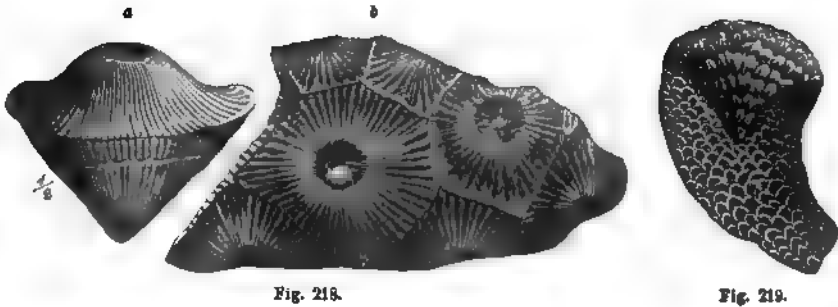


Fig. 218.

Fig. 219.

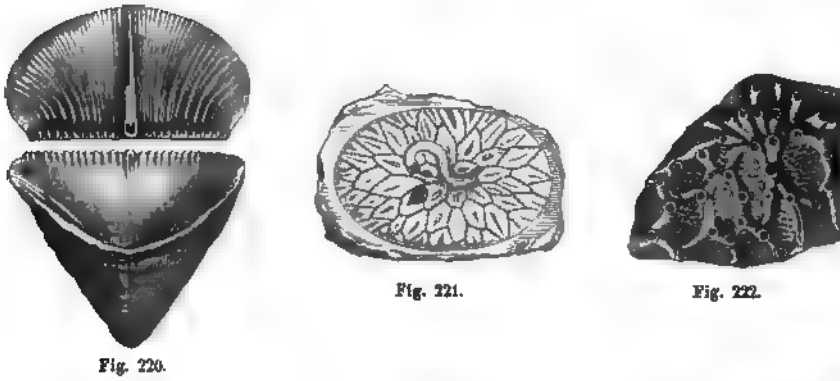


Fig. 221.

Fig. 222.

Fig. 220.

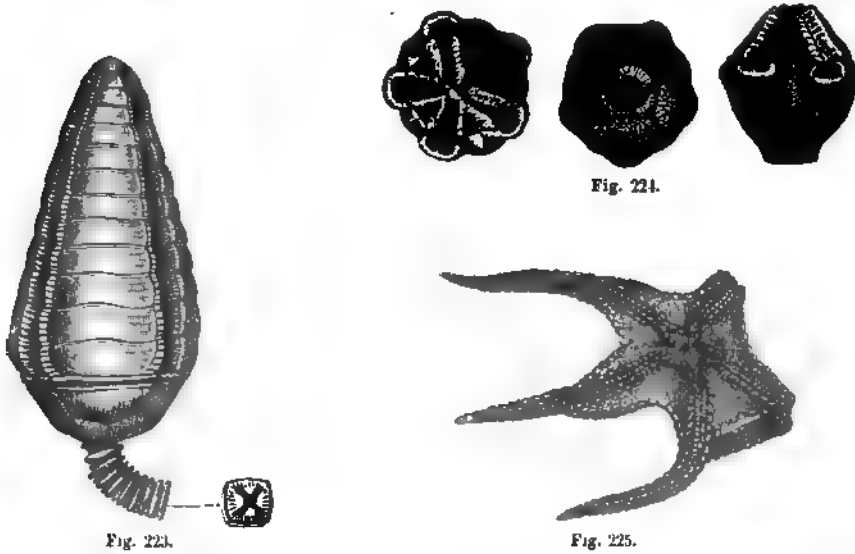


Fig. 224.

Fig. 223.

Fig. 225.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 218. a *Cyathophyllum helianthoides* Goldf.; b *Cyathophyllum latum* Ludw. — Fig. 219. *Cystiphyllum vesiculosum* Goldf. — Fig. 220. *Calceola sandalina* Lam. — Fig. 221. *Plenrodictyum problematicum* Goldf. — Fig. 222. *Anopora repens* E. u. H. — Fig. 223. *Cupressocrinus crassus* Goldf. (Kelch mit Armen und Säulengliedern. — Fig. 224. *Haplocrinus mespiliformis* Röm. (Von unten, von der Seite und von oben sehr stark vergrößert). — Fig. 225. *Aspidozoma Tischbeinianum* Röm.

Unter den Mollusken herrschen noch immer, wenn auch nicht in so auffälliger Weise wie im Silur, Brachiopoden und Cephalopoden im Verhältnisse zu den Zweischalern und Gastropoden stark vor. Erstere stehen mit fast 1400 Arten noch immer auf der Höhe ihrer Entwicklung. Namentlich liefert die Gattung *Spirifer*, obwohl bei weitem nicht ausschließlich devonisch, viele für die Schichten dieser Perioden charakteristische Formen und zwar langflügelige, in die Breite gezogene Arten; so *Spirifer speciosus* Phil. im mittleren Devon, — *Spir. Verneuili* Murch. (Fig. 226) außerordentlich bezeichnend für die obere Abteilung des Devons und in Deutschland, Russland, Belgien, Frankreich, England und Nordamerika verbreitet, — endlich *Spir. paradoxus* Qu. (Fig. 227) aus dem unteren Devon, und *Spirifer cultrijugatus* F. Röm. aus dem Unter- und Mitteldevon. Ein ausschließlich devonisches Brachiopoden-Geschlecht ist *Stringocephalus*, dessen einzige bekannte Art *St. Burtini* Defr. (Fig. 228) zu den größten Brachiopoden gehört. Mit dieser Art gemeinschaftlich, und wie sie auf das mittlere Devon beschränkt, tritt *Uncites gryphus* Defr. auf. Sehr bezeichnend sind ferner *Athyris concentrica* M'Coy (Fig. 230), *Orthis tetragona* F. Röm., *Streptorhynchus umbraculum* Schl. (Fig. 229) und *Orthis striatula* Schloth., sowie *Rhynchonella parallelepipedica* Bronn, *Rhynchonella pugnus* Sow. und *Rhynch. cuboides* Sow., endlich *Pentamerus galeatus* Dalm. Von den verhältnismäßig schwach vertretenen Zweischalern sind die Gattungen *Nucula*, *Actinodesma*, *Aviculopecten*, *Cucullella*, *Grammysia*, *Pterinea* und *Gosseletia* in den untersten devonischen Grauwacken und Sandsteinen, *Lucina*, *Conocardium*, *Allorisma* und *Megalodon* (Fig. 231) hingegen in den mitteldevonischen Kalksteinen häufig.

Die Pteropoden werden durch riesige Conularien, sowie durch Tentaculiten vertreten, die Gastropoden vorzugsweise durch *Euomphalus* (Fig. 234), *Pleurotomaria*, *Macrocheilus* (Fig. 232), *Murchisonia* (Fig. 233), *Bellerophon* und Capuliden (*Platyceras*, *Platyostoma*).

Die Cephalopoden weisen auch noch im Devon in den Geschlechtern *Cyrtoceras*, *Phragmoceras*, *Gomphoceras*, noch mehr aber *Orthoceras*, recht zahlreiche Repräsentanten der Nautilen auf. Neue Erscheinungen hingegen sind die ersten, aber bereits außerordentlich formenreichen Vertreter der Ammoneen, die Clymenien und Goniatiten. Von diesen ist ausschließlich devonisch und zwar auf die obere Abteilung dieser Formation beschränkt die Familie der Clymenien (Fig. 235), mit internem Siphon, deren zahlreiche und in sehr häufigen Individuen verbreitete Arten, z. B. *Clym. laevigata* Münst., *Clym. undulata* Münst., *Clym. angustiseptata* Münst., *Clym. striata* Münst. u. a. treffliche Leitfossilien des obersten Devons bilden. Ebenfalls im Oberdevon erreichen die bereits im Unterdevon erscheinenden Goniatiten mit *Gon. (Anarcestes) subnautilus* Schl., *Gon.*



Fig. 226.



Fig. 227.

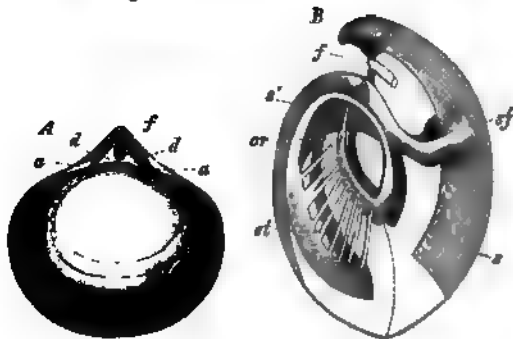


Fig. 228.

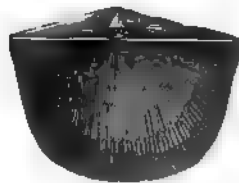


Fig. 229.



Fig. 230.



Fig. 231.



Fig. 232.



Fig. 233.



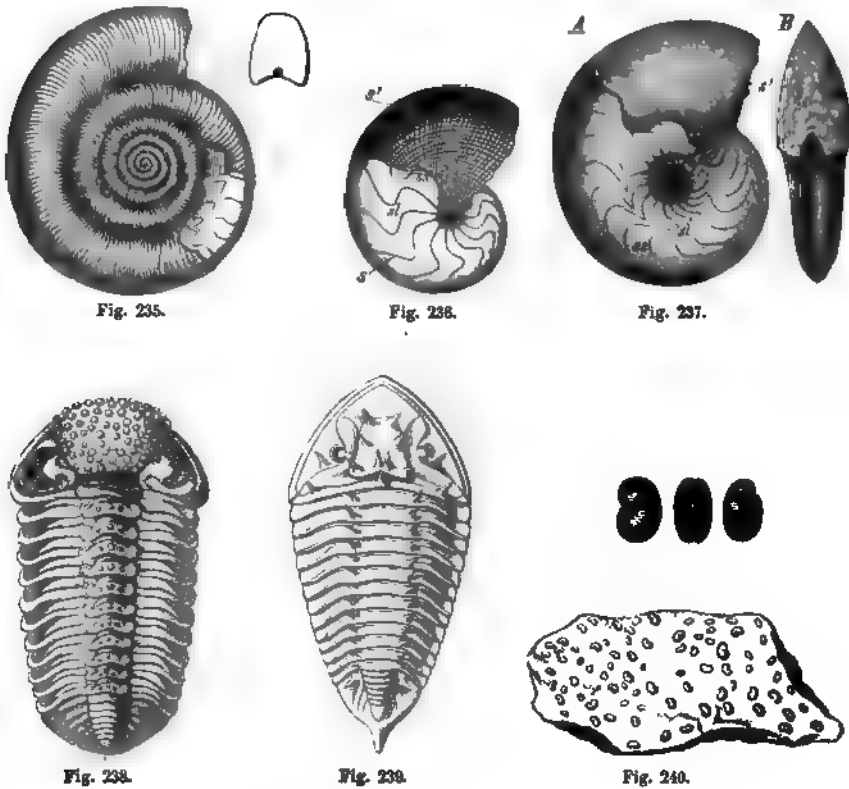
Fig. 234.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 226. *Spirifer Verneuli* March. — Fig. 227. *Spirifer paradoxus* Qu. — Fig. 228. *Stringocephalus* Burtini Deffr. (A von oben gesehen, a = Area, — f = Schnabelloch, — d = Deltidium, — B Innenaussicht. f = Schnabelloch, — s u. s' = Mittelseptum, — cr = Schleife, — sf = Fortsätze derselben, — sf = gabeliger Schlossfortsatz). — Fig. 229. *Streptorhynchus umbraculum* Schl. — Fig. 230. *Athyris concentrica* M'Coy. — Fig. 231. *Megalodon cucullatus* Sow. (Beide Schalen von vorn.) — Fig. 232. *Macrochilus arcuatus* Schloth. — Fig. 233. *Murchisonia bigranulosa* d'Arch. — Fig. 234. *Enomphalus* (*Coelocentrus*) Goldfussi d'Arch.

(*Tornoceras*) *simplex* Buch (Fig. 236), Gon. (*Manticoceras*) *intumescens* Beyr. (Fig. 237), Gon. (*Beloceras*) *multilobatus* Beyr. ihre Hauptentwicklung.

Die devonischen Vertreter der Crustaceen sind Cypridinen (Schalenkrebse), Eurypteriden und Trilobiten. Letztere, bereits auf etwa 300 Arten reduciert, besitzen bei weitem nicht mehr die Mannigfaltigkeit, durch welche sie der silurischen Fauna (gegen 1600 Arten) ein so eigentümliches



Devonische Leitfossilien.
Fig. 235. *Clymenia undulata* Münster. Der Querschnitt zeigt die interne Lage des Siph. — Fig. 236. *Goniatites* (*Tornoceras*) *simplex* v. B. s' = Schale, s = Septa. — Fig. 237. *Goniatites* (*Manticoceras*) *intumescens* Beyr. A von der Seite, B von vorn. — Fig. 238. *Phacops latifrons* Bronn. — Fig. 239. *Homalonotus armatus* Burm. — Fig. 240. *Cypridina* (*Entomis*) *serrato-striata* Sandb. (Natürl. Größe und stark vergrößert).

Gepräge verliehen, vielmehr deutet das Erlöschen oder die artenarme Vertretung der großen Mehrzahl ihrer Geschlechter auf den nahen Untergang der ganzen Familie hin, welche im Devon namentlich auf *Phacops* (mit dem weit verbreiteten und charakteristischen *Ph. latifrons* Bronn, Fig. 238), *Cryphaeus*, *Dalmanites*, *Homalonotus* (Fig. 239), *Proetus*, *Harpes*, *Cheirurus*, *Bronteus* und einige andere, weniger wichtige Gattungen beschränkt ist. Die bohnenförmigen, fast mikroskopisch kleinen Schalen der

Cypridina (Entomis, Fig. 240) bedecken in zahlloser Menge die Flächen der nach ihnen benannten oberdevonischen Schichten.

Die Wirbeltiere blieben auch während der devonischen Periode einzig und allein auf ihre niedrigsten Vertreter, die Fische, beschränkt, welche sich durch eine ungemeine Entwicklung (gegen 400 Arten) der Crossopterygier und Placodermen (Panzerfische) auszeichnen. Erstere,

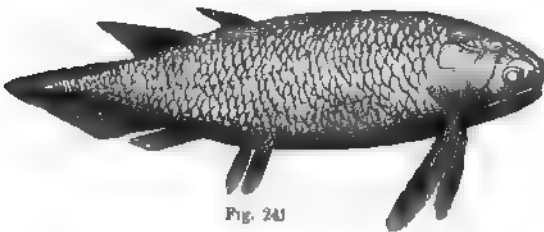


Fig. 241

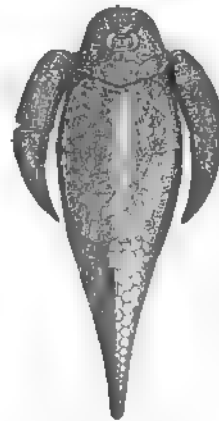


Fig. 242



Fig. 243.

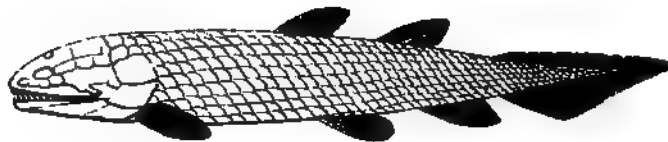


Fig. 244.



Fig. 245.

Devonische Fische.

Fig. 241. *Holoptychius nobilissimus* Agass. — Fig. 242. *Pterichthys cornutus* Pand. — Fig. 243. *Cephalaspis Lyelli* Agass. — Fig. 244. *Osteolepis macrolepidotus* Val. — Fig. 245. *Coccoosteus decipiens* Agass.

heterocerale Ganoidfische mit quastenförmigen Bauch- und Brustflossen, diese mit beschuppter Achse, sind namentlich durch *Osteolepis* (Fig. 244) und *Holoptychius* (Fig. 241) vertreten. Bei den Placodermen ist Kopf und Rumpf von einem vollkommenen Panzer großer Knochenplatten bedeckt; zu ihnen gehören *Pterichthys* (Fig. 242), *Coccoosteus* (Fig. 245) *Cephalaspis* (Fig. 243). Ferner weist das Vorkommen von Flossen-

stacheln darauf hin, dass die devonischen Gewässer, ähnlich wie es in der spätesten Silurzeit der Fall war, auch von haiartigen Knorpelfischen belebt waren.

Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe. Fast überall, wo die Devonformation zu einer vollständigeren Entwicklung gelangt ist, lässt sich in ihr ein mehrfacher Wechsel ihres paläontologischen Charakters wahrnehmen, demzufolge die devonische Schichtenreihe ganz allgemein in drei durch den verschiedenartigen Habitus ihrer Faunen von einander abweichende Abteilungen zerfällt.

III. Das Oberdevon, aus Schiefern, Kalksteinen, Sandsteinen und Flaserkalken zusammengesetzt, ist der Horizont, in welchem die Clymenien und Goniatiten ihre Hauptentwicklung erreichen; außerdem treten als charakteristische Leitfossilien *Spirifer disjunctus* (Verneuili), ferner Cypriiden in zahlloser Menge auf.

II. Das Mitteldevon, vorwiegend aus Kalksteinen, Mergeln und Mergelschiefern bestehend, besitzt eine Fauna, welche namentlich von Korallen (*Calamopora*, *Cyathophyllum*, *Calceola*, *Aulopora*), Brachiopoden (*Stringocephalus*, *Uncites*, *Spirifer speciosus* und *cultrijugatus*) und Gastropoden (*Murchisonia*, *Macrocheilus*) gebildet wird, zu denen sich *Cupressocrinus*, *Megalodon*, *Cyrtoceras*, *Bronteus*, namentlich aber *Phacops latifrons* gesellen.

I. Das Unterdevon, ein Schichtencomplex von vorwaltenden Sandsteinen, Quarziten, sandigen Schiefern, Grauwacken und Conglomeraten, wird charakterisiert durch seinen Reichtum an Resten von *Spirifer macropterus*, *Spir. mucronatus*, *Spir. paradoxus* und *Spir. primaevus*, durch *Homalonotus*-Arten, durch die Steinkerne von *Pleurodictyum problematicum*, sowie durch Pterineen und Grammysien. Die fossilreiche Kalkfacies des sandigthonig entwickelten Unterdevons wurde nach dem Ausgangspunkte ihrer Kenntnis, dem Harze, von Beyrich, Lossen und Kayser als Hercyn bezeichnet. Der paläontologische Charakter dieser Kalke ist ein sehr wechselvoller, indem sie als Korallenkalke (Konieprus, Karnische Alpen, Erbray), als Goniatitenschiefer (Karnische Alpen), als korallenarme Brachiopodenkalke mit Trilobiten und Capuliden (in den unteren Wieder Schiefern, Cabrières), als Crinoidenkalke mit zahlreichen Brachiopoden und Trilobiten (Greifenstein) entwickelt sind.

Old-red-sandstone-Facies. In ausgedehnten Landstrichen, namentlich in Süd-Wales, in Schottland und auf den Orkney-Inseln hat die devonische Schichtengruppe eine von der beschriebenen typischen abweichende Ausbildung erfahren*). Dort erscheint dieselbe, der Old-red-sandstone,

* A. Geikie. On the Old red sandstone of western Europe. Transact. R. Soc. of Edinburgh. Bd. XXVIII. 1878. — Fr. Frech. Lethaea palaeozoica. Stuttgart 1897. II. S. 219.

der Hauptsache nach als eine etwa 4000 m mächtige Conglomerat- und Sandsteinbildung, welcher eine braunrote, von einer Eisenoxyd Beimengung herührende Färbung eigentümlich ist. Ihr paläontologischer Charakter weicht von dem eben besprochenen dadurch so vollständig ab, dass sie keinerlei Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten führt, dagegen zum Teil reich an Resten von Landpflanzen, namentlich aber von Ganoid- und Panzerfischen ist, so von *Acanthodes*, *Diplopterus*, *Osteolepis*, *Holoptychius*, *Cephalaspis*, *Coccosteus*, *Asterolepis* und *Pterichthys*, welche in der normalen devonischen Schichtenreihe nur ausnahmsweise oder sparsam vorkommen (so z. B. im Devon der Eifel)*). Dass der Old Red eine Äquivalentbildung, eine locale Facies der Devonformation vorstellt, welche wahrscheinlich in großen Inlandseen und Lagunen abgelagert worden ist, wird bereits durch seine Verbandsverhältnisse mit dem Silur und Carbon erwiesen. In Schottland wechsellagert der Old Red nahe seiner unteren Grenze mit silurischen Graptolithenschiefen, in seinem obersten Horizonte hingegen mit Kohlenkalkbänken. Auch in Wales findet zwischen Old Red einerseits und Silur und Carbon andererseits ein inniger Verband durch concordante Lagerung statt. In beiden Gegenden vertritt also der erstere die Gesamtheit der Devonformation. In anderen Gebieten hingegen ist er als Repräsentant nur einer Einzelstufe des Devons mit normalen marinen Devon-Ablagerungen verknüpft, so in den baltischen Provinzen, wo sich zwischen den Old Red mitteldevonische Kalke einschieben, ferner im polnischen Mittelgebirge, wo er von marinem Mittel- und Oberdevon überlagert wird, endlich im Osten von Nordamerika, wo er bald nur als Facies des obersten Devons, bald als diejenige mehrerer Stufen dieser Formation auftritt.

In Britannien wird der Old Red durch eine tiefgreifende Discordanz bereits stratigraphisch in 2 Abteilungen gegliedert, deren untere sich durch die Führung von *Acanthodes*, *Osteolepis*, *Dipterus*, *Coccosteus* und *Pterichthys* auszeichnet, während in der oberen z. B. *Holoptychius* neu auftritt.

Die geographische Verbreitung der Devonformation. Das ausgedehnteste devonische Territorium Deutschlands ist das rheinische Schiefergebirge. Es umfasst einen großen Teil Rheinpreußens, Westfalens, Nassaus und erstreckt sich nach Belgien hinein. Das Unterdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge durch eine eng zusammengestauchte, z. T. überkippte Schichtenfolge von Grauwacken, Sandsteinen, Quarziten und Thonschiefern gebildet und besitzt in faunistischer wie petrographischer Hinsicht eine auffällige Gleichförmigkeit. Die wichtigsten Faciesbildungen innerhalb desselben sind Spiriferen- und Chonetenschiefer, Chondritenschiefer, Ctenocrinusbänke, Pterineensandsteine, Nuculidenbänke, Porphyroidschiefer mit

*) E. Beyrich. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 751. — A. v. Koenen. Abh. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. Bd. XXX. 1883.

Limoptera. Etwas verschieden von dieser Schichtenreihe sind die im tieferen Meere abgelagerten Hunsrückschiefer mit einer abweichenden Fauna von Trilobiten, Crinoideen, Asterien, Orthoceratiten, Goniatiten und Panzerfischen.

Worm Mulde Aachen Burtscheid Inde Mulde Hahn Hoher Venn

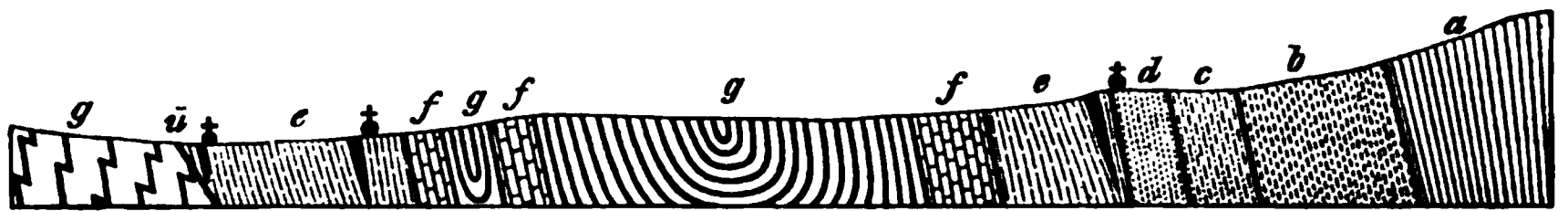


Fig. 246. Profil von Aachen nach dem hohen Venn. Nach Holzapfel.

a Thonschiefer und Quarzite (Cambrium); — *b* Conglomerate und Schiefer des Unterdevons; — *c* Rote Vichter Schichten (Unter- oder Mitteldevon); — *d* Stringocephalenkalk; — *e* Oberdevon; — *f* Kohlenkalk; — *g* productive Steinkohlenformation; — *ü* Überschiebung.

Das Mitteldevon besteht auf der linken Rheinseite aus Kalksteinen, Mergeln und Dolomiten, dem Eifeler Kalke. Derselbe bildet in der Eifel sechs größere und drei kleinere elliptische Partien, welche der Grauwacke muldenförmig ein- und aufgelagert sind (siehe Profil, Fig. 247). In

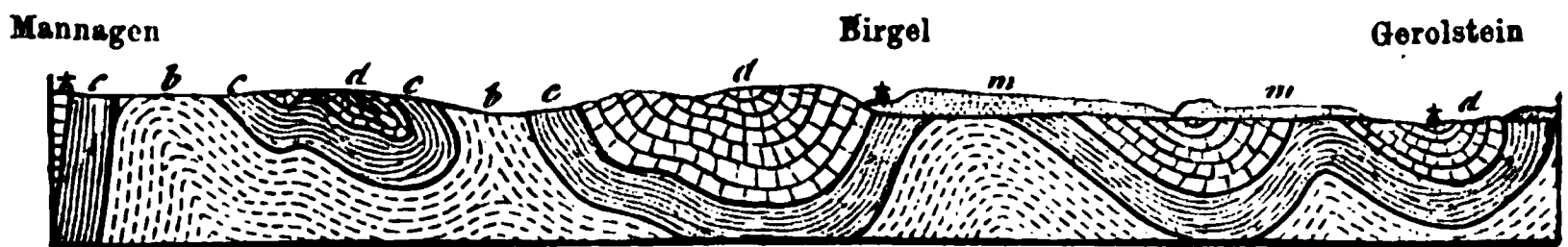


Fig. 247. Profil der Eifel.

b unterdevonische Grauwacke; — *c* Schiefer und Sandstein; — *d* Eifeler Kalk; — *m* Buntsandstein.

dieser mitteldevonischen Schichtenreihe lassen sich 2 Niveaus, die Calceola-Kalke und -Mergel (an deren Basis als Übergangsstufe zum Unterdevon Kalke und Roteisenstein mit *Spirifer cultrijugatus* auftreten) und die Kalke mit *Stringocephalus Burtini* (Paffrather Kalke) unterscheiden. Der Eifeler Kalk ist sehr reich an Korallen, Crinoideen und Brachiopoden. Auch bei Aachen und in Belgien (z. B. bei Givet und Couvin) sind dieselben Schichten entwickelt und den übrigen devonischen Gebilden regelmäßig zwischengelagert (siehe Profil, Fig. 246). Auf der rechten Rheinseite ist das Mitteldevon im ganzen ähnlich entwickelt, doch bildet die Häufigkeit von Diabasen und Schalsteinen einen bemerkenswerten Gegensatz zur Eifel, wo dieselben gänzlich fehlen. In der Gegend zwischen Sieg und Lenne treten statt der Calceola- und z. T. auch der Stringocephalen-Kalke sandige Schiefer (die Lenneschiefer von Dechen's) auf. Ganz typisch hingegen sind die Stringocephalen- (Paffrather) Kalke bei Bensberg, Elberfeld, Schwelm, Iserlohn, Diez, Villmar u. s. w. ausgebildet. Als pelagische Facies des Calceola- und Stringocephalenkalkes stellen sich namentlich im Dillenburgischen und im Ruppachthale dunkle Thonschiefer und Dachschiefer mit Tentaculiten ein, welche außerdem verkieste Goniatiten, Orthoceren und Bactriten enthalten (Wissenbacher Schiefer). Nach ihrer Führung von

Goniatiten gliedern sich dieselben in 3 Stufen, eine untere mit *Goniatites* (*Anarcestes*) *subnautilus*, *Gon.* (*Mimoceras*) *compressus*, *Orthoceras* *triangulare*, eine mittlere mit *Gon.* (*Aphyllites*) *occultus* und *Dannenbergi*, *Bactrites* *carinatus* u. a. und eine obere mit *Gon.* (*Anarcestes*) *cancellatus*.

Das Oberdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge vorzugsweise vertreten durch bunte Kramenzelkalke, durch Kalke und Thonschiefer mit Goniatiten (Goniatitenschiefer von Büdesheim), nebst Cypridinen-schiefern. Nur local sind entwickelt Korallenriffe (Dillgebiet), dolomitische Mergel mit *Rhynch. cuboides* (Brachiopodenkalke) und Sandsteine oder olivengrüne Schiefer mit *Spirifer Verneuili* (Verneuili-Schichten). Letzteres ist namentlich in der Gegend von Aachen der Fall, von wo aus sie sich nach Belgien verbreiten. In allen diesen, wie in anderen Districten lassen sich zwei Faunen, also zwei Horizonte des Oberdevons unterscheiden, deren unterer sich durch das Auftreten primordialer Goniatiten, namentlich *Goniatites* (*Manticoceras*) *intumescens*, und das Fehlen der Clymenien auszeichnet (Goniatitenschichten), während der obere reich an Clymenien ist, zu denen sich zugleich typische neue Goniatiten (*Parodiceras*, *Brancoceras*) gesellen (Clymenienschichten).

Zur ausführlicheren Erläuterung des rheinischen Devons möge folgende übersichtliche Zusammenstellung dienen:

III. Oberdevon.

2. Stufe der *Clymenia undulata*.

Cypridinenschiefer als oberstes Glied des rechtsrheinischen Oberdevons sowie der Büdesheimer Mulde, mit *Cyprid. serrato-striata* und *Posidonomya venusta*.

Clymenienkalk mit *Clymenia laevigata*, *undulata*, *striata* u. a. von Eibach bei Dillenburg, Kirschhofen bei Wetzlar, Wildungen, Kellerwald, Enkeberg bei Brilon.

Sandsteine und Schieferthone mit *Spirifer Verneuili* (Verneuili-schichten) von Aachen-Stollberg.

Goniatitenschiefer von Nehden (Nehdener Schiefer) bei Brilon.

1. Stufe des *Goniatites intumescens*.

Goniatitenschiefer von Büdesheim, grünlichgraue Mergelschiefer mit *Goniatites simplex*, *G. intumescens*, *Orthoceras subflexuosum*, *Bactrites gracilis*, *Cardiola retrostriata*, *Cypridina serrato-striata*; — Korallenriffkalke von Haiger und Stollberg; — schwarzer Goniatitenkalk von Bicken; — roter Goniatitenkalk von Adorf mit *Gon. intumescens*, *Gon. multilobatus*, *Cardiola* (*Buchiola*) *retrostriata*; zu unterst: Cuboides-schichten, Knoten- und Kramenzelkalke, dolomitische Mergel und dünnplattige Kalke (Büdesheim). Die Mergel mit *Camarophoria formosa*, *Spirifer Verneuili*, *Atrypa reticularis*, *Athyris concentrica*, *Rhynchonella cuboides* u. *pugus*, *Productus subaculeatus*, *Goniatites intumescens*.

II. Mitteldevon.

a. Facies der Korallen- und Brachiopodenkalke.

2. *Stringocephalen*-Kalke, bis 400 m mächtig (bei Pelm, Blankenheim, Sötenich), mit *Stringocephalus Burtini*, *Uncites gryphus*, *Macrocheilus arcu-*

latum, Murchisonia bilineata, Megalodon cucullatum, Endophyllum torulosum, Cyathophyllum quadrigeminum. Paffrath, Gladbach.

Zu unterst die Crinoidenschicht, eine lockere, bis 40 m mächtige, aus Stielgliedern von Crinoideen, Korallen, Brachiopoden und Bryozoen-Resten bestehende Schicht mit Cupressocrinus, Poteriocrinus, Melocrinus, Eucalyptocrinus, Rhodocrinus u. s. w.; auch Calceola sandalina ist noch recht häufig. (Aufgeschlossen bei Nollenbach, Bärenndorf, Kerpen, am Sonnenberg bei Pelm.)

4. Calceolaschichten, Mergelkalke mit Calceola sandalina, Cyathophyllum helianthoides, Actinocystis maxima, Cystiphyllum lamellosum, Favosites polymorphus, Strophomena caudata, Atrypa signifera, Athyris concentrica, Spirifer speciosus, Streptorhynchus umbraculum, Pentamerus galeatus u. a.

Zu unterst die Zone des Spirifer cultrijugatus, unreine, zum Teil eisenschüssige Kalksteine, Eisenerze und Grauwacken (z. B. am Prüm-bachthale bei Elwerath, ferner bei Nohn, Ahhütte u. a.) mit Spirifer cultrijugatus, Rhynchonella Orbignyana.

- b. Facies der Tentaculitenschiefer und Cephalopodenkalke.

Tentaculitenschiefer mit Tentaculites acuarius mit eingelagerten oder stellvertretenden Cephalopodenkalcken (von Günterod, von Odershausen, Eisensteine bei Brilon, Wetzlar und Dillenburg) und, als cephalopodenreiche Ausbildung der Gesamtheit beider, die Wissenbacher- oder Orthoceras-Schiefer. Zu unterst Goniatites (Anarcestes) subnautilus, darüber Horizont des Gon. (Aphyllites) occultus, — zu oberst Horizont des Gon. (Tornoceras) simplex und Gon. (Anarcestes) cancellatus.

Hierher gehörige schieferige Faciesgebilde sind die Lenneschiefer des südlichen Westfalens.

I. Unterdevon.

4. Die obere Coblenzstufe. Stufe des Spirifer paradoxus:

- c. Oberste Coblenzschichten, Schiefer, Roteisensteine. Übergangsschichten zum Mitteldevon mit Spir. speciosus, Orthis striatula, Pentamerus rhenanus und Heberti, Orthis dorsoplana und Centronella (z. B. bei Haiger, Diez am Ruppachthal). Quarzite mit Pentamerus rhenanus von Greifenstein bei Wetzlar.

Eine hercynische Kalkfacies dieses Horizontes bilden die Greifensteiner Kalke mit Goniatites (Aphyllites) fidelis, Proetus orbitatus, Phacops fecundus, Phacops zorgensis, Lichas Haueri, Spirifer indifferens, Merista passer u. a.

- b. Obere Coblenzschichten, Grauwacken und z. T. kalkhaltige Schiefer, oft mit reicher Fauna, z. B. Spir. curvatus, Spir. (macropterus) paradoxus, Strophomena rhomboidalis, Chonetes dilatata, Pterinea fasciculata, Nucula curvata, Homalonotus subarmatus. Chondritenschiefer (Coblenz, Daleiden, Ems).

- a. Coblenzquarzit, weiße, plattige Quarzite mit Spir. carinatus, Pterinea laevis, Homalonotus gigas (Coblenz, Ems, Lahnstein, Dillenburg, Selters).

3. Die untere Coblenzstufe. Stufe des Spirifer Hercyniae.

- b. Untere Coblenzschichten. Grauwacken mit Strophomena plicata, Orthis circularis, Spir. Hercyniae und macropterus, Homal. armatus und rhenanus, Pleurodictyum problematicum. (Stadtfeld in der Eifel, Valendar bei Coblenz). Haliseriten- (= Tang-) Schiefer. Nuculidenbänke bei Ehrenbreitenstein. — Oben mit den Schichten von Zenscheid (Eifel).

- a. Unterste Coblenzschichten, Porphyroidschiefer von Nassau (Singhofen), mit vorwaltenden Zweischalern, namentlich *Limoptera bifida*, *Palaeosolen* u. a.
2. Hunsrückschiefer und Taunusquarzit. Siegener Grauwacke. Stufe des *Spirifer primaevus*.
 - b. Hunsrückschiefer, dunkle Thonschiefer und Dachschiefer mit *Phacops Ferdinandi*, *Dalmania rhenana*, *Homalonotus planus*, Asterien (Caub, Gemünden, Bundenbach).
 - a. Taunusquarzit, weiße Quarzite des Taunus, Hunsrück, Hohen Venn mit *Spirifer primaevus*, *Rensselaeria crassica*.

Beide werden im Siegerlande, Ahrthal, unterhalb Andernach vertreten durch die Siegener Grauwacke, diese mit wesentlich übereinstimmender Fauna, reich an Brachiopoden (*Chonetes sarcinulata*, *Spir. primaevus*).
1. Taunusschiefer. Stufe des *Spirifer Mercuri*. Beginnend mit Conglomeraten, dann phyllitische Schiefer und Sandsteine; versteinerungsarm, *Spir. Mercuri*, *Grammysia*.

In der Entwicklung des Devons im Harze zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung mit den rheinischen und insbesondere mit den nassauischen gleichalterigen Bildungen. Derselbe enthält zwei im wesentlichen durch den Brockengranit getrennte Devongebiete, ein westliches im Oberharze und ein östliches im Unterharze. Das Devon des Unterharzes gliedert sich nach M. Koch wie folgt:

III. Oberdevon.

- Cypridinenschiefer mit *Cypridina serrato-striata* und *Posidonia venusta*.
 Clymenienkalk des Büchenberges, Eselstieges u. a. O. mit *Clym. annulata*, *undulata* und *laevigata* nebst kugeligen *Goniatiten*.
 Goniatitenkalk am Meiseberg mit *Goniatiten* und *Cardiola retrostriata*.

II. Mitteldevon.

- Stringocephalenschichten, Kalksteine, namentlich aber Eisensteine, die zum Bergbau von Hüttenrode, Hartenberg und Büchenberg Veranlassung geben, wechsellagernd mit Diabasmandelsteinen, Tuffen und Mergelschiefern mit einer reichen mitteldevonischen Fauna, z. B. *Stringocephalus Burtini*, *Megalodus cucullatus*, *Macrocheilus arcuatus*, *Pentamerus galeatus*, *Phacops*, *Harpes*, *Amplexus* u. a.
 Decken von Diabasmandelsteinen und Keratophyren getrennt durch Tuffe, sowie durch Tentaculitenschiefer.
 Obere Wieder Schiefer mit *Goniatites gracilis*, *Gon. subnautilus*. Hasselfelder Kalk mit mitteldevonischer *Goniatiten*fauna.

I. Unterdevon.

- Hauptquarzit mit *Spir. paradoxus*, *Chonetes sarcinulatus*, *Atrypa reticularis*, *Limoptera semireticulata*.
 Untere Wieder Schiefer mit den »hercynischen« Kalklagern von Mägesprung, Scheerenstieg, Radebeil, Zorge, Ilsenburg u. a. O.; diese mit *Dalmania tuberculata*, *Pentamerus costatus*, *Spirifer Hercyniae*, *Spir. togatus*, *Rhynch. princeps* u. a.
 Tanner Grauwacke z. T.

Die früher zum Devon gerechneten Elbingeröder Grauwacken, Zorger Schiefer, Hauptkieselschiefer, Adinolen und Wetzschiefer haben sich als Culm herausgestellt (M. Koch). Auch ein größerer Teil der Tanner Grauwacke dürfte dem Subcarbon angehören.

Auf dem Oberharz tritt die devonische Formation in drei isolierten Partien zu Tage, und zwar 1. zwischen Ocker und Innerste am Nordrande des Gebirges, 2. in Verbindung mit ausgedehnten Lagern von Diabas am sogenannten Grünsteinzuge in Gestalt einer schmalen Zone zwischen Osterode und Harzburg, 3. am Iberge, der sich wie ein Horst mitten aus den Culmschichten erhebt. Der Hauptvertreter des oberharzerischen Unterdevons ist hier der Spiriferensandstein (Kahleberger Quarzitsandstein; Ober-Coblenzstufe). Er setzt fast ausschließlich die Berge zwischen Ocker, Goslar, Bockswiese und Oberschulenberg (z. B. den Rammelsberg und Kahleberg) zusammen. An den Spiriferensandstein schließen sich Calceolaschichten eng an. Es sind dunkelgraublaue, kalkige Thonschiefer mit *Calceola sandalina*, *Cupressocrinus urogalli*, *Spirifer speciosus*, *Phacops latifrons* (Schalker Thal, Auerhahn, Bocksberg, Rammelsberg). Infolge einer vollständigen Überkipfung der dortigen Schichtencomplexe unterteufen die Calceolaschiefer stellenweise die Spiriferensandsteine (Fig. 247). Auf die Calceolaschichten folgen die Wissenbacher oder Goslarer Schiefer und Knollenkalke z. B. mit *Bactrites carinatus*, *Goniatites Jugleri* und *Gon. occultus*, welche in weiter Verbreitung zwischen Goslar, Langelsheim und dem Winterberge aufgeschlossen sind. Dann folgt der durch die Grube Weinschenke bei Buntenbock und am Polsterberge aufgeschlossene Stringocephalenkalk mit *Orthoceras lineare*, *Bronteus signatus*, *Stringocephalus Burtini*. Er ist mit Roteisenstein-, Brauneisenstein- und Magnet-eisensteinlagerstätten sowie mit Diabastuffen (Blattersteinen) vergesellschaftet. Das Oberdevon ist zunächst durch gebänderte, z. T. Kalkknollen führende Thonschiefer mit *Styliolinen* und *Tentaculiten*, ferner durch schwarze Kalke mit *Gon. intumescens* und *Cardiola retrostriata* (Altenau, Rhomker Halle, Hahnenklee), Kramenzelkalke und Clymenienkalke (Rhomker Halle, Aecke- und Riesenbachthal) und Cypri-dinenschiefer (Lautenthal) vertreten. Der Intumescens-Stufe (S. 439) gehört auch der Korallenkalk des Iberges und Winterberges bei Grund an, welcher nach allen Richtungen von Eisensteinlagerstätten durchschwärmt wird und außerordentlich reich an organischen Resten, so an *Terebratula elongata*, *Rhynchonella pugnus*, *Rhynch. cuboides*, *Goniatites intumescens*, *Spirifer simplex*, *Conocardium trapezoidale*, *Phillipsastraea*, *Cyathophyllum* u. s. w. ist.

Eine beträchtliche Verbreitung gewinnt das Devon im südöstlichen Thüringen, im Vogtlande und im Fichtelgebirge (vergl. Fig. 243). Im Thüringer Walde und im Fichtelgebirge gliedert sich dasselbe nach Gumbel und Liebe wie folgt:

III. Oberdevon.

Cypridinenschiefer, Clymenien- und Orthoceratitenkalke mit Clymenien, *Gon. intumescens*, *Orthoceras interruptum*. Im Oberdevon Ostthüringens lassen sich nach Liebe 3 durch Tentaculiten-Thonschiefer getrennte Knotenkalkstufen unterscheiden, deren 2 untere sich als *Gonia-*titenkalke, deren obere sich als Clymenienkalk kennzeichnen.

II. Mitteldevon. Nach Kayser zum Oberdevon gehörig*).

Diabastuffe und Breccien-Schalsteine, Schiefer, tuffige Sandsteine; mit Nestern und Knollen von Kalkstein. Im sächsischen Vogtlande mit den versteinerungsreichen Diabastuffen von Planschwitz und den Korallenkalken der Umgegend von Plauen, mit *Favosites polymorphus*, *Cyathoph. caespitosum*, *Atrypa reticularis* u. a.

I. Oberes Unterdevon. Nach Kayser l. c. das Mitteldevon repräsentierend.

Tentaculitenschiefer und Knollenkalke; Nereitenschiefer mit Einlagerungen von Quarziten und tuffigen Grauwacken, erstere mit Kriechspuren von Anneliden u. dergl. (= Nereiten), die Quarzite bei Steinach mit *Spirifer macropterus*, *Atrypa reticularis*, *Strophomena piligera*, *Pleurodictyum problematicum*. Discordant auf dem Obersilur (S. 424).

An die Phyllite der nordwestlichen Peripherie des sächsischen Granulitgebirges legt sich eine 5 Meilen lange Zone von Tentaculitenschiefern und oberdevonischen Dachschiefen mit Clymenien, Schalsteinschiefern, Quarz-Keratophyren und Porphyroiden an (Altenmörbitz, Lastau). In Schlesien treten bei Freiburg und bei Kunzendorf zwei isolierte Kalkmassen aus dem Gebiete der Kulmformation hervor, welche u. a. *Spirifer disjunctus*, *Atrypa reticularis*, *Rhynchonella cuboides*, *Receptaculites Neptuni*, *Aulopora repens* führen (= Iberger Kalk). Bei Ebersdorf in der Grafschaft Glatz werden Clymenienkalke als directes Liegendes der Culmgrauwacke abgebaut. In Österreichisch-Schlesien und Mähren bilden die Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Devons eine bis über 3 Meilen breite und etwa 7½ Meilen lange Zone, welche sich von Zuckmantel in südlicher Richtung bis Sternberg in Mähren erstreckt.

Im Polnischen Mittelgebirge ist in der Gegend von Kielce die gesamte devonische Schichtenreihe von den Coblenzschichten bis hinauf zum Clymenienkalk entwickelt (G. Gürich).

In Böhmen**) gehören die früher von Barrande als oberstes Silur aufgefassten und als Etagen F, G und H bezeichneten Kalke und Schiefer zum Unter- und Mitteldevon:

Mitteldevon.

H = Hostiner-Schiefer mit *Stringocephalus Burtini*, *Cardiola* (*Buchiola*) und Pflanzen.

*G*₃ = Knollenkalk von Hulocep mit *Goniatites occultus*.

*G*₂ = Tentaculitenschiefer mit *Gon. fecundus*.

*; E. Kayser. Z. d. D. geol. Ges. 1894. S. 823. — Fr. Frech. N. Jahrb. 1896. II. S. 465.

**) Vergl. Fr. Frech. Z. d. G. geol. Ges. 1886. S. 917. — F. Katzer. Das ältere Palaeozoicum in Mittelböhmen. Prag. 1888. — E. Kayser u. E. Holzapfel. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien. 1894. S. 500.

Unterdevon.

G_1 = Schwarze Knollenkalke von Tetin und Hostin mit *Dalmania Hausmanni*; wahrscheinlich ein Äquivalent von F_2 .

F_2 = Bunter, roter oder gelblicher Crinoidenkalk von Mnenian mit *Gon. fidelis* (= Greifensteiner Kalk = Hercynkalk); nach unten durch Wechselagerung verbunden mit dem:

Korallen-Riffkalk von Konieprus mit *Spir. secans*, *Rhynch. princeps*, *Harpes venulosus*, *Bronteus palifer*, *Favosites Goldfussi*, *Cyathophyllum expansum*.

F_1 = Schwarzer Plattenkalk, reich an Spongien.

In den Ostalpen*) ist die gesamte devonische Schichtenreihe vom unterdevonischen (>hercynischen<) Riffkalke, z. B. am Wolayer Thörl, bis zu den Clymenienkalken des obersten Devons entwickelt (vergl. d. Tabelle S. 446).

Im Elsass treten im oberen Breuschthale mitteldevonische Kalke mit *Stringocephalus* (Jaekel), sowie Arkosen und Thonschiefer mit *Calceola sandalina* als Hangendes eines voraussichtlich unterdevonischen Thonschiefercomplexes auf (Benecke und Bücking).

Im sonst normalen Devon Frankreichs ist in den Kalken des Pic von Cabrières (Languedoc) und in denen von Erbray (Dép. Loire-inf.) das Unterdevon in hercynischer Facies entwickelt**).

Das Devon Belgiens steht mit demjenigen der Rheinprovinz in directem Zusammenhange und stimmt, wie die Übersichtstabelle auf S. 446 zeigt, vollständig mit demselben überein.

Gleiches gilt von dem Devon Britanniens in Cornwall und Süd-Devonshire. Die für dessen Stufen von den Engländern angewandten Bezeichnungen ließen sich ebensogut durch die deutschen Namen ersetzen. Im oberen Mitteldevon finden sich zahlreiche Diabase, Schalsteine und Korallriffe, welche letztere sich auch zwischen den Goniatiten- und Clymenienschiefern des Oberdevons wiederholen. In Nord-Devonshire fehlen Kalke fast vollkommen, vielmehr besteht das ganze, sehr regelmäßig gelagerte Devon aus Sandsteinen, Quarziten, Grauwacken mit untergeordneten Schiefern, welche jedoch die bezeichnenden Leitfossilien enthalten. Es sind dies offenbar litorale Bildungen eines flachen Meeres. Unmittelbar nördlich davon (in Wales) beginnt das Gebiet des in Landseen abgelagerten Old-red-sandstone (S. 436 f.). Derselbe ist außerdem in Schottland, auf den Orkney- und Shetlands-Inseln entwickelt. Seine obere Stufe führt *Holoptychius*, *Pterichthys*, — seine untere *Coccosteus*, *Osteolepis*, *Dipterus*, *Cephalaspis* (S. 435).

* Fr. Frech. Die karnischen Alpen. Halle 1894. S. 224 u. 244. — Ders. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 659; 1894. S. 672; 1894. S. 446.

** Fr. Frech. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 360 u. 1889. S. 262. — Ch. Barrois. Calcaire d'Erbray. Mém. Soc. géol. du Nord. Lille. 1889.

In Russland treten devonische Schichten auf dem enormen Flächenraume von etwa 7000 Quadratmeilen, und zwar in drei Zonen zu Tage, deren eine sich von Kurland in nordöstlicher Richtung bis Archangel erstreckt während die zweite von Kurland südöstlich bis über Tula hinaus verläuft und die dritte am Aufbau der Westflanke des Uralgebirges teilnimmt. Im Ostsee-Gebiete, wo ausschließlich Mittel- und Oberdevon vertreten sind, finden sich die beiden sonst getrennten Facies der devonischen Schichtenreihe vereint, indem rote Sandsteine, reich an Resten von Fischen, z. B. von *Holoptychius*, *Asterolepis*, *Coccosteus*, durch Kalke und Mergelschiefer, welche die Brachiopoden, Cephalopoden und Korallen des echt marinen Mittel- und Oberdevons führen, in einen ober- und einen mitteldevonischen Complex getrennt werden. Diese noch fast horizontale Schichtenreihe lagert discordant auf dem Obersilur und wird vom unteren Zechsteinkalk überlagert. Auch innerhalb der central- und nordrussischen Devongebiete fehlt das Unterdevon, zugleich aber weicht die Fauna des Mitteldevons stark von der westeuropäischen ab. Dahingegen stellt sich in der uralischen Zone (siehe Tabelle S. 446) das Unterdevon und zugleich eine größere Übereinstimmung mit Westeuropa ein (Tschernyschew, Wenjukoff).

Auch in Nordamerika, und zwar namentlich in dessen Osten, hat das Devon eine weite Verbreitung. Abgelagert innerhalb der flach-trogförmigen Mulde von Silurschichten, deren östlicher Flügel in den Alleghanies zu Tage tritt, fast rings umgeben von der in concentrischen Zonen ausgehenden silurischen Formation, — und wiederum selbst zum Teil überlagert von dem carbonischen Systeme, begleitet das Devon die silurischen Gesteine der Alleghanies in Form eines schmalen Bandes, gelangt aber als breiter Saum des nördlichen silurischen und archaischen Terrains im Inneren des Continents zu größerer Verbreitung. Auch in Canada, Nova Scotia und New-Brunswick tritt Devon auf und zwar hier reich an Pflanzenresten, namentlich von *Psilophyton*, sowie an Fischen des Old Red. Dahingegen wird in den Vereinigten Staaten nur die obere Abteilung der devonischen Formation durch Old-red-sandstone mit *Holoptychius* und *Cephalaspis* gebildet, während die unteren Stufen sich aus mannigfach wechselnden Faciesbildungen des marinen Devons aufbauen und langflügelige Spiriferen, *Rhynchonella*, *Atrypa*, *Orthis*, *Goniatites*, *Cyrtoceras*, *Cyathophyllum*, *Cystiphyllum*, *Calamopora*, *Phacops*, jedoch nur wenige mit europäischen identische Arten führen. Die Gliederung des amerikanischen Devons ist aus umstehender Tabelle ersichtlich.

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der devonischen Formationen. Die submarinen Eruptionen, aus denen diejenigen Diabas- und Diabastuffeinlagerungen hervorgingen, wie sie bei Besprechung der vulkanischen Erscheinungen der Silurperiode geschildert wurden, beschränkten sich nicht auf dieses Zeitalter, sondern wiederholten sich mit noch größerer

Energie in der Periode des Devons. In den Schichtenreihen der meisten devonischen Territorien Europas spielen deshalb ursprünglich deckenartig auf dem devonischen Meeresgrunde ausgebreitete, jetzt unregelmäßig bankartig zwischengelagerte, stellenweise kuppenartig aufgestaute Diabasgesteine eine wichtige Rolle. Sie sind dann mit den gleichalterigen Sedimentschichten durch Tuffe, Schalsteine und Haufwerke von Bomben zum Teil auf das innigste verbunden, ganz allgemein aber parallel zwischen sie eingeschaltet, so dass eine regelmäßige Wechsellagerung zwischen versteinierungsführenden und ursprünglich glutflüssigen Formationsgliedern stattfindet. Diabaslager wiederholen sich zwischen den devonischen Schichten nicht selten vielfach übereinander, eine ganz außerordentliche Entwicklung aber erreichen die Diabasbreccien, Diabastuffe und Schalsteine in vielen Devongebieten. Dies ist der Fall z. B. in der Gegend von Dillenburg und Weilburg in Nassau, im Devon Westfalens, des Harzes, des Vogtlandes, des Fichtelgebirges, Steiermarks und von Süd-Devonsbire. Im Lenne- und Lahngebiete, bei Elbingerode und im nördlichen Sachsen stellen sich außerdem Quarzkeratophyre, sowie deren Tuffe und Porphyroide ein. Dahingegen finden sich derartige vulkanische Einlagerungen weder in den großen Devonterritorien des Mississippibeckens und Russlands, noch in denen der Eifel und Kärntens.

In engem genetischen Zusammenhange mit den Diabasen der erstgenannten Devonterritorien stehen Roteisenerze, welche fast überall da, wo Blattersteine oder Schalsteine an Stringocephalenkalkstein grenzen, zur Ausbildung gelangt sind, sich mit dem Kalkstein innig verbunden zeigen und nicht selten dieselben Versteinerungen führen wie dieser. Solche Rot- und Brauneisenerzlagerstätten sind bei Brilon in Westfalen, bei Wetzlar, Weilburg und Dillenburg, bei Zorge, Elbingerode, Rübeland und Clausthal im Harze u. a. O. das Object eines ausgedehnten Bergbaues. Die in den mitteldevonischen Schalsteinen bei Königsberg im Dillenburgischen auftretenden Roteisensteine sind phosphorhaltig und mit verzogen linsenförmigen Phosphoriteinlagerungen vergesellschaftet (Fig. 248).

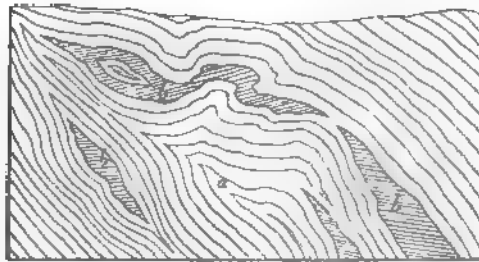


Fig. 248. a Devonischer Schalstein mit δ Phosphoriteinlagerungen im Dillenburgischen.

Vorkommen des letztgenannten, als Düngemittel höchst wertvollen Mineralen sind an sehr vielen Punkten der Lahngegend von Diez bis nach Niedergirmes bekannt und im Abbau begriffen. In Zinkblende und Galmei ist bei Iserlohn der Stringocephalenkalk umgewandelt, in dem diese Erze bis 20 m mächtige Lagerstätten bilden.

Abgesehen von den Diabasausbrüchen, welche bereits während des Absatzes der devonischen Schichten stattfanden, waren gewisse Devonterritorien nicht selten noch in späteren Zeitaltern der Schauplatz von Eruptionen glutflüssiger Gesteinsmassen, welche die devonischen Schichten heute stock- oder gangförmig durchsetzen. Hierher gehören die Granitstöcke des Brockens, des Ockerthales und des Rammberges, welche die Devonformation des Harzes durchsetzen, z. T. mikrogranitisch-porphyrische Apophysen aussenden und die durchbrochenen Thonschiefer und Grauwacken metamorphosiert haben (s. S. 299). Sehr klar lassen sich diese Verhältnisse

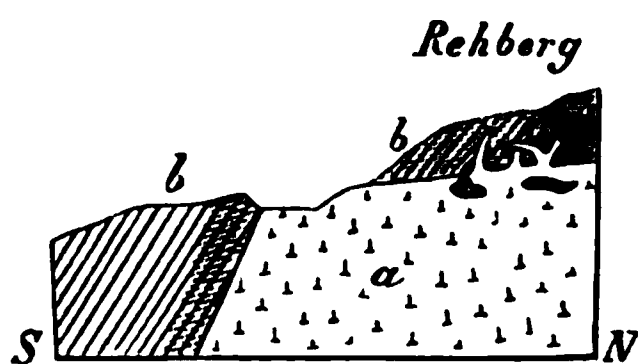


Fig. 249. Profil durch den Rehberg bei Andreasberg. H. Crd.

a Granit; — b Grauwacken und Thonschiefer, im Contacte mit dem Granit in Hornfels verwandelt.

z. B. am Rehberger Graben bei Andreasberg im Harz beobachten (siehe Fig. 249). An dieser Stelle hat sich ein laccolithischer Stock von Granit zwischen unterdevonische Thonschiefer und Grauwacken eingezwängt, so dass diese jetzt, nachdem die Hauptmasse des Granites durch Denudation bloßgelegt worden ist, als schollenförmige Reste der einst allgemeinen Schieferhülle den Gipfel des Rehberges bilden. Der Granit sendet

zahlreiche Apophysen in das Nebengestein, und zwar namentlich in die auflagernde Partie aus, und hat nicht nur diese letztere, sondern auch die benachbarten Thonschiefer und Grauwacken in Hornfels umgewandelt.

Mit dem seitlichen Zusammenschub der Devonschichten zu steilen, oft sehr verworrenen Faltensystemen standen Spaltenaufreißungen im Zusammenhang, welche dann z. T. Veranlassung zur Bildung von Erzgängen gegeben haben. Als Beispiel solcher Vorkommnisse mag der alterühmte Silbererzdistrict von St. Andreasberg im Harze dienen*). Derselbe liegt in dem Gebiete des Unterdevons (Tanner Grauwacke und Wieder Schiefer), welches im Norden von dem eben erwähnten Granit des Rehberg-Sonnenberg-Rückens abgeschnitten wird (Fig. 249, b-S). In ihm setzen die Andreasberger Gänge auf. Es sind einerseits Eisenstein- und Kupferkiesgänge, anderseits Silbererzgänge, welche durch ein drittes Gangsystem, die faulen Ruscheln, scharf getrennt werden. Letztere sind mächtige taube, mit Thonschieferbruchstücken ausgefüllte, mit einem Lettenbesteg versehene Gänge, welche sich sowohl in ihrer westlichen Längenerstreckung als auch in der Tiefe vereinigen und somit eine keilförmige Thonschieferpartie umfassen, deren Schichten von O nach W streichen und mit 70 bis 80° gegen S einfallen. Die Silbererzgänge setzen nur innerhalb der Ruschelungsgrenzung auf und haben deshalb eine geringe Ausdehnung, sind wenig mächtig, jedoch bis zu einer bedeutenden Tiefe

*, H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1863. S. 463. — E. Kayser. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 442. — O. Luedcke. Die Minerale des Harzes. Berlin 1896.

aufgeschlossen. Ihre Hauptgangmasse ist Kalkspat. Die wichtigsten in diesem eingelagerten Erze sind: Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültig, Antimon-silber, Arsensilber und gediegen Arsen; sie werden von Apophyllit, Har-motom, Desmin, Stilbit und Flussspat begleitet. Die Silbererzgänge gehören zwei Streichungsrichtungen an, einer nördlicheren und einer westlicheren, fallen gegen N und gegen NO und kreuzen und verwerfen sich deshalb öfters, doch bleibt sich die Haupt-Gangausfüllung in allen Gängen gleich. Die Ruscheln schneiden entweder die Gänge geradezu ab oder schleppen dieselben eine Strecke weit. In keinem Falle aber setzen die Silbererzgänge über eine der beiden Grenzruscheln hinaus. Die Eisensteingänge treten außerhalb des durch die Ruscheln abgeschlossenen Gebirgskeiles auf, sind mit derbem Roteisenstein und Glaskopf ausgefüllt und bilden im Verein mit einigen Kupferkies- und Kobaltgängen eine Zone ziemlich parallel der Grenze des Granites.

Ein anderes hervorragendes Beispiel von mit großartigen Schichten-störungen der Devonformation verbundenen Spalten- und Erzgangbildungen liefert der benachbarte nordwestliche Oberharz. Da aber von diesen Dislo-cationen nicht nur das Devon, sondern namentlich auch der Culm betroffen wurde, so sollen die einschlägigen Erscheinungen in dem die Carbonfor-mation behandelnden Abschnitte besprochen werden.

Die carbonische oder Steinkohlenformation.

Allgemeine Litteratur.

- Geinitz, Fleck u. Hartig. Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas. München 1865.
 H. von Dechen. Die nutzbaren Mineralien u. Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. S. 263—412 und 559—566.
 H. Mietzsch. Geologie der Kohlenlager. Leipzig 1875.
 F. Toulal. Die Steinkohlen, ihre Eigenschaften, Vorkommen u. s. w. Wien 1888.

Hauptlitteratur über die carbonische Flora.

- E. F. Gernar. Die Versteinerungen des Steinkohlengebirges von Wettin und Löbejün im Saalkreise. Halle 1845—53.
 H. B. Geinitz. Flora des Hainichen-Ebersdorfer und des Flöha'er Kohlenbassins. Leipzig 1854. — Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1855.
 von Röhl. Fossile Flora d. Steinkohlenform. Westfalens einschl. Piesberg. Kassel 1868.
 G. J. Andrae. Vorweltliche Pflanzen aus dem Steinkohlengebirge der preuß. Rheinlande und Westfalens. Bonn 1865 u. f. J.
 E. Weiß. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rheingebiete. Bonn 1869—72. — Steinkohlen-Calamarien I, Berlin 1876. II. 1884. — Die Sigillarien d. preuß. Steinkohlengebiete I. 1887. Ferner dessen: Flora d. Stein-kohlenform. Berlin 1881. — E. Weiß u. Sterzel. Die Gruppe d. Subsigillarien. Berlin 1893.
 D. Stur. Beiträge zur Kenntnis d. Flora d. Vorwelt. Bd. I. Heft 1. Die Culm-Flora des

mährisch-schlesischen Dachschiefers. 1873. — Heft 2. Die Culm-Flora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. 1877. — Band II. Carbonflora der Schatzlarer Schichten. Heft 1. Farne. 1885. Heft 2. Calamarien. 1887 (Wien).

A. Brongniart. Histoire des végétaux fossiles. 1828—44.

Lindley and Hutton. Fossil Flora of Great Britain. London 1831—37.

W. C. Williamson. Organisation of the fossil plants of the coalmeasures. I—XIX. London 1874—1893.

R. Kidston. On the fossil plants. Transact. R. Soc. of Edinburgh. 1882—94.

R. Zeiller. Végétaux fossiles du terrain houiller de la France. Paris 1880. Flore foss. d. bassin houil. de Valenciennes. Paris 1886 u. 1888. — Zeiller et Renault Flore houil. de Commentry. St. Etienne 1888 u. 1890. — Bassin d'Autun et d'Epinac. Paris 1890 u. 1893.

F. C. Grand'Eury. Flore carbonifère du Dép. de la Loire et du centre de la France. 3 part. et atlas. Paris 1877. — Géol. et Pal. du bassin houiller du Gard. S.-Étienne. 1890.

Unter der carbonischen oder Steinkohlenformation (dem Carbon) versteht man eine aus Kalksteinen, Grauwacken, Sandsteinen, Conglomeraten, Thonschiefern, Schieferthonen und Steinkohlen bestehende Schichtenreihe, welche in manchen Gebieten ihrer Ausbildung über 4000 m Mächtigkeit erreicht und da, wo sie in Gemeinschaft mit devonischen und permischen Gebilden auftritt, das Hangende der ersteren und das Liegende der zweiten bildet. Ihre Ablagerung fällt in eine Zeit, in welcher auf den Continenten Farne, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zu einer nie wieder erreichten üppigen Entwicklung gelangten, in welcher ferner die ersten Amphibien auf dem irdischen Schauplatz erscheinen, während sich die Fauna der gleichzeitigen Meere durch ihren Reichtum an Fusulinen, Crinoideen, Producten und rugosen Korallen charakterisiert. Die carbonische Formation ist demnach der Repräsentant des Zeitalters der Gefäßkryptogamen, sowie der ersten Amphibien. Das Vorkommen zahlreicher mächtiger und ausgedehnter Ablagerungen von Steinkohlen innerhalb der hierher gehörigen Schichtenreihe rechtfertigt die Benennung Steinkohlenformation, wenn auch andere Formationen (Rotliegendes, Lettenkohlengruppe, Wealden) gleichfalls Steinkohlenflötze führen.

Der petrographische Charakter der carbonischen Formation. Die petrographische Ausbildung des Carbons ist, je nach dessen terrestrem, litoralem oder marinem Ursprunge (s. hinten) eine sehr abwechslungsreiche. In gewissen Ablagerungsgebieten, so z. B. in Devonshire, im Oberharz, Vogtland und Fichtelgebirge, in Nassau und Westfalen, bilden Conglomerate, Grauwacken, Grauwackenschiefer, Thonschiefer und Kiesel-schiefer die untere Stufe der carbonischen Schichtenreihe (den Culm). In höheren Niveaus (der productiven Steinkohlenformation) herrschen an weißen Glimmerschüppchen reiche und verkohlte Pflanzenreste führende Sandsteine (Kohlensandsteine) bei weitem vor. In Wechsellagerung mit ihnen, namentlich aber als Begleiter der Steinkohlenflötze treten Schieferthone auf und sind zum Teil angefüllt von den wohlerhaltenen Resten der

carbonischen Flora, während die massenhafte Anhäufung der letzteren das Material der Steinkohlenflötze lieferte. Durch den Verkohlungsprocess ging zwar die ursprüngliche Form der Kohlenpflanzen innerhalb der Steinkohlenflötze meistens verloren, erhielt sich dagegen in den darüber und darunter liegenden Schieferthonen in staunenswerter Deutlichkeit. Die Kohlenflötze der carbonischen Formation bestehen entweder aus Steinkohle in allen ihren durch Bitumengehalt, Structur und Glanz bedingten Varietäten, oder aus Anthracit, also dem nächst höheren Stadium der Verkohlung von Pflanzenmasse. Ein und dasselbe Flötz kann an der einen Stelle aus Steinkohle, an der anderen aus Anthracit bestehen, je nachdem die Lagerungsverhältnisse den Zersetzungsprocess beschleunigten oder nicht. Infolge davon existiert auch zwischen beiden Verkohlungsproducten, wie nicht anders zu erwarten, eine ununterbrochene Reihe von vermittelnden Zwischengliedern*). In enger Verbindung mit den Steinkohlenflötzen stehen nicht selten Ablagerungen von thonigem Sphärosiderit. Dieser findet sich entweder in zum Teil dicht vor und neben einander liegenden linsenförmigen Nieren oder in zusammenhängenden Bänken zwischen den mit Kohlenflötzen vergesellschafteten Schieferthonen, wie dies vorzugsweise in Saarbrücken, Südwaies, Staffordshire, Pennsylvanien der Fall ist. Eine noch engere Verbindung der Kohlen- und Eisensteinablagerungen wird durch den Kohleneisenstein, ein Gemenge von beiden, wie es z. B. im Ruhrgebiete auf 13 Flötzen vorkommt, hergestellt. An dem Aufbau der unteren Stufen des Carbons beteiligen sich außerdem local noch Gyps, Dolomit, Anhydrit und Steinsalz. Treten Kalksteine innerhalb der carbonischen Grauwacken-, Sandstein- und Steinkohlencomplexe nur in untergeordneten Bänken auf, so gewinnt dieses Gestein eine außerordentliche Bedeutung dadurch, dass es in manchen Gegenden die untere Abtheilung des Carbons, ja die ganze carbonische Formation ausschließlich oder fast allein aufbaut und dann deren marine Ausbildungsform, den Kohlenkalk, repräsentiert.

Der paläontologische Charakter der carbonischen Formation. Zu welcher reicher Entwicklung sich auch die spärliche Pflanzenwelt des devonischen Zeitalters während der carbonischen Periode emporschwingt, im Vergleiche mit der Mannigfaltigkeit der Floren der Jetztwelt ist sie verhältnismäßig formenarm, denn es fehlen die Monocotyledonen und Dicotyledonen noch vollständig, und von den Gymnospermen ist nur die ausgestorbene Sippe der Cordaiten häufiger, während die cycadeenartigen Pflanzen und Coniferen nur sparsam vertreten sind. Die Pflanzenwelt ist somit vorwiegend auf höhere Kryptogamen beschränkt, — den Gattungen Calamites, Lepidodendron und Sigillaria und der Familie der Farne gehören

* Vergl. S. 274 u. f. — C. W. v. Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. — Math.-phys. Kl. München 1883. V. B. I.

ihre Hauptrepräsentanten an. Bei solcher Formenarmut offenbart sich die Üppigkeit der carbonischen Landflora in dem massenhaften Auftreten der Individuen und in den riesenhaften Dimensionen, welche sie erlangten. Die Pflanzenwelt der Carbonzeit trägt das Gepräge einer tropischen Sumpf- und Morastvegetation, und überwucherte in dichten Dschungeln und Waldmooren die flachen Niederungen und die Ufer der damaligen Seen und Ströme. Durch Anhäufung der absterbenden Pflanzen wurde das Material geliefert, aus welchem sich an Ort und Stelle oder local auch nach seiner Zusammenschwemmung die Steinkohlenflötze durch allmähliche Vermoderung herausbildeten, deren bedeutende Zahl, Mächtigkeit und Ausdehnung die Veranlassung zur Benennung der hier betrachteten Formation gab.

Unter den Vertretern der Carbonflora spielen die Farne eine Hauptrolle, ebenso die zu den Schachtelhalmen gehörigen Calamarien, von denen Stämme, Rhizome, Zweige, Blätter und Fructificationen erhalten sind, deren Zusammengehörigkeit freilich nur in den seltensten Fällen nachweisbar ist. Man pflegt deshalb die hierher gehörigen Stämme, sowie die Steinkerne der Markhöhlungen derselben unter dem provisorischen Gattungsnamen *Calamites*, die beblätterten Zweige unter der Bezeichnung *Asterophyllites* und *Annularia* zu vereinen. Die Schäfte der Calamiten (Fig. 250 bis 252) besitzen einen mächtigen centralen Luftgang, die Markhöhle. Die Steinkerne derselben sind längsgefurcht und quergegliedert, lassen häufig die Narben der Zweige erkennen und enden nach unten kegelförmig. Die Calamitenstämme erreichen 12 und mehr Meter Länge und 1 m Dicke, sind aber in den meisten Fällen brettartig zusammengedrückt und haben im Verein mit ihren Zweigen fast ausschließlich das Material mancher Steinkohlenflötze geliefert. Die wichtigsten Arten von *Calamites* sind *Cal. cruciatus* Brongn. (Fig. 251), *Cal. Suckowi* Brongn. (Fig. 252), *Cal. cannaeformis* Schloth., *Cal. ramosus* Brongn. (Fig. 250), *Cal. varians* Sternb. mit periodisch sich vergrößernden Gliedern, — alle außerordentlich häufig und in Europa sowohl, wie in Nordamerika weit verbreitet. Sehr charakteristisch für die untere Abteilung der carbonischen Formation ist *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. (= *Archaeocalamites radiatus* Brong. = *Cal. transitionis* Göpp.), bei welchem die Längsfurchen jedes Gliedes genau auf die des folgenden passen. Die Calamarien-Zweige und deren wirtelständige Blätter (Fig. 253 u. 255) werden nach der Form dieser letzteren *Asterophyllites*, mit schmalen, einseitigen, getrennten Blättern, und *Annularia*, mit am Grunde zu einer scheibelförmigen Scheide verwachsenen Blättern, benannt. Die Fruchtähren der carbonischen *Calamites* sind als *Calamostachys*, *Palaeostachys*, *Macrostachys*, *Stachannularia* (Fig. 254) u. s. w. beschrieben. Eine sehr große Verbreitung und Häufigkeit besitzt das Geschlecht *Sphenophyllum* (Fig. 256), mit Quirlen von keilförmigen, sich gabelnde Nerven enthaltenden Blättern, welches den Farnennahe steht.

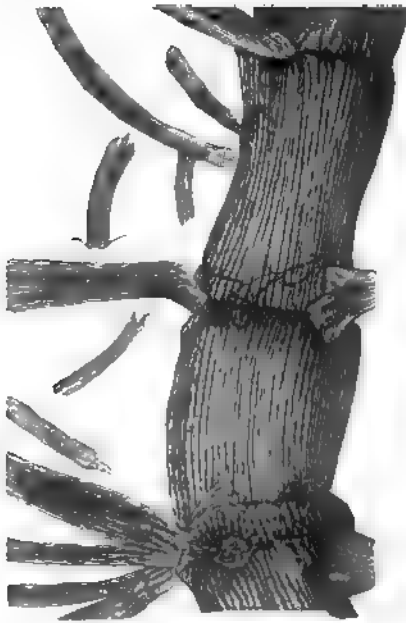


Fig. 250.



Fig. 251.



Fig. 252.

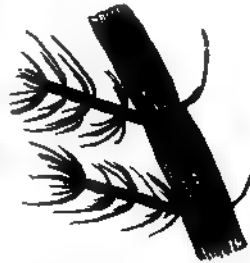


Fig. 253.

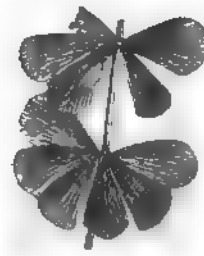


Fig. 254.

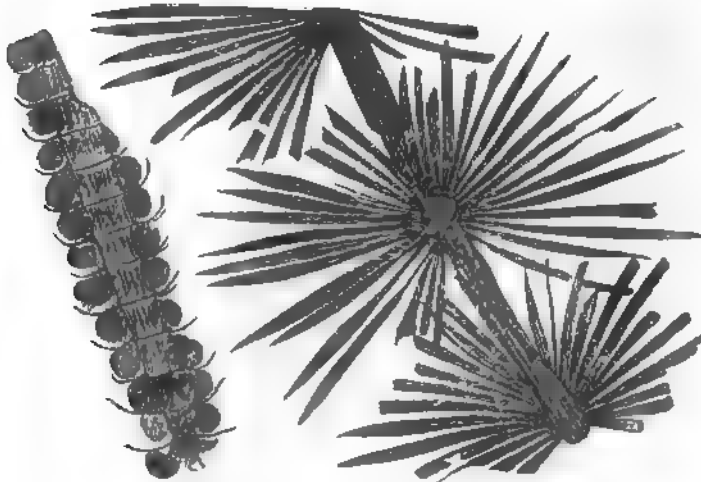


Fig. 254.

Fig. 255.

Fig. 250. *Calamites ramosus* Brongn. — Fig. 251. *Calamites cruciatus* Brongn. (mit gekreuzter Stellung der Astnarben). — Fig. 252. *Calamites Suckowi* Brongn.; unteres Ende des Schaftes (Steinkern). — Fig. 253. *Asterophyllites equisetiformis* Schloth. — Fig. 254. *Stachannularia tuberculata* Sternb. (Fruchtstand von *Annularia*). — Fig. 255. *Annularia stellata* Schloth. — Fig. 256. *Sphenophyllum Schlotheimi* Brongn.

Die Farne der Steinkohlenperiode waren zum großen Teile baumartige Gewächse mit 2—3 m langen Wedeln, leider ist auch bei ihnen die Zusammengehörigkeit der im fossilen Zustande fast stets getrennt vorkommenden, wenn auch (freilich mit anderen Arten gemengt) beisammen liegenden Strünke, Blattstiele und Blätter nur ausnahmsweise zu erkennen. Obwohl die Farne im allgemeinen nur einen geringen Anteil zu dem Materiale der Steinkohle geliefert haben dürften, so bestehen doch einzelne Flötze fast ausschließlich aus Farnstrünken (*Caulopteris* und *Megaphyllum*), auf denen man oft noch die Wedelnarben (Fig. 257) und auf diesen die Gefäßbündel erkennt, während der Schieferthon, welcher die Flötze zu begleiten

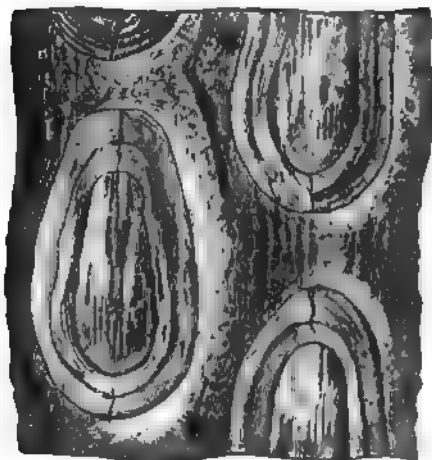


Fig. 257. *Caulopteris peltigera* Cotta.

pflügt, zum Teil von den Resten von Farnwedeln ganz angefüllt ist. Von diesen sind die in der carbonischen Periode verbreitetsten und artenreichsten Gattungen (vergl. Fig. 258—266): *Sphenopteris*, *Pecopteris*, *Alethopteris*, *Odontopteris*, *Neuropteris* und *Dictyopteris*. Während man sich bei Unterscheidung dieser Sammelgattungen vorwiegend auf Berücksichtigung der Nervation und Form der Fiederchen angewiesen fand, waren bei Begründung der fertilen Gattungen *Asterotheca*, *Scolecopteris*, *Oligocarpia*, *Senftenbergia*, *Dicksonites*

u. a. die Sori (d. h. die die Sporen bergenden Organe) maßgebend.

Eine noch größere Bedeutung als die Calamarien und Farne besitzen in der carbonischen Pflanzenwelt die zu den Bärlapp-ähnlichen Gewächsen gehörigen *Sigillarien* und *Lepidodendren*. Beider 15 bis 20, ja über 30 m lange, bis 2 m dicke, ursprünglich cylindrische, in versteinertem Zustande gewöhnlich brettartig zusammengedrückte Stämme waren mit schlanken, linearen Blättern besetzt, welche meist große Blattnarben hinterlassen haben. Die Oberfläche des Stammes von *Sigillaria* (Fig. 267 bis 270, der nicht selten gabelig geteilt ist, ist entweder durch verticale gerade Furchen (*Rhytidolepis*, Fig. 269 und 270) oder durch zickzackförmig verlaufende Furchen (*Favularia*, Fig. 268) in Längsleisten geteilt, auf welchen sich die Blattnarben befinden, oder die Narben sind durch schiefe, gitterförmige Furchen getrennt (*Cancellata*), die verschwinden können, so dass die Rinde zwischen den Narben glatt erscheint (*Leiodermaria*). Die sich mehrfach gabelnden, sich allseitig vom Stamme horizontal

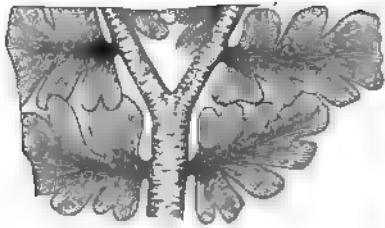


Fig. 258.



Fig. 265.



Fig. 266.

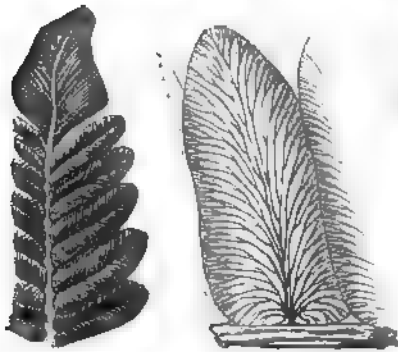


Fig. 260.



Fig. 259.

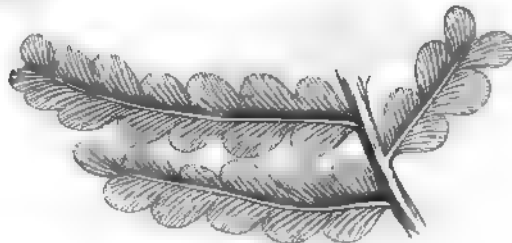


Fig. 261.



Fig. 262.

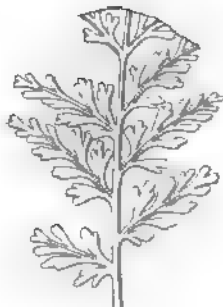


Fig. 263.

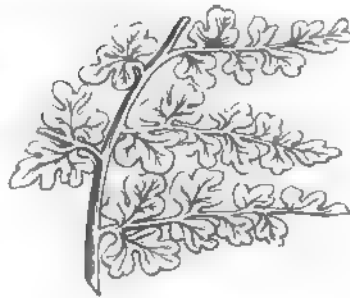


Fig. 264.

Fig. 258. *Archaeopteris dissecta* Stur (aus dem Culm). — Fig. 259. *Cardiopteris polymorpha* Schimp. (aus dem Culm). Fig. 260. Fiederchen von *Neuropteris flexuosa* Sternb. — Fig. 261. *Odontopteris osmundaeformis* Schloth. sp. — Fig. 262. *Palmatopteris furcata* Pot. — Fig. 263. *Sphenopteris elegans* Brongn. — Fig. 264. *Sphenopteris obtusiloba* Brongn. — Fig. 265. *Alethopteris lonchitidis* Sternb. — Fig. 266. *Pecopteris arborescens* Schloth. sp.

ausbreitenden, bis 20 m langen, cylindrischen Wurzelstöcke (Stigmaria) sind mit kreisrunden Narben versehen (Fig. 271), an welchen radial ausstrahlende, cylindrische Anhänge sitzen. Die gabelig sich verzweigenden



Fig. 267.

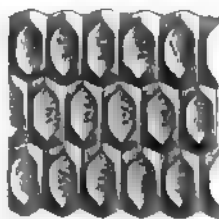


Fig. 268.

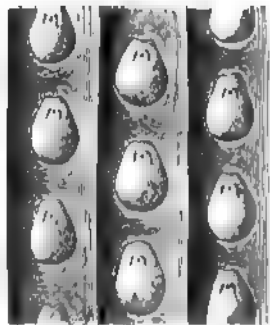


Fig. 269.

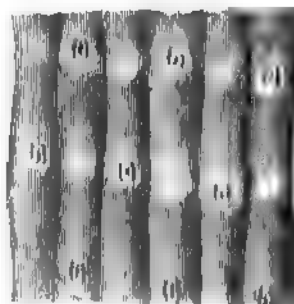


Fig. 270.

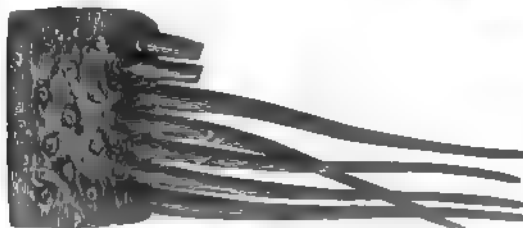


Fig. 271.

Fig. 267. *Sigillaria Browni* Daws. (restauriert). — Fig. 268. *Sigillaria elegans* (hexagona) Brongn., Stammstück. — Fig. 269. *Sigillaria elliptica* Brongn., Abdruck eines Stammstückes. — Fig. 270. Steinkern einer *Sigillaria* nach abgefallener Kohlenrinde. — Fig. 271. *Stigmaria ficoides* Brongn.

Stämme von *Lepidodendron* und der weniger häufigen Gattung *Lepidophloios* (Fig. 272 bis 277) sind auf ihrer Oberfläche mit meist rhombischen Blattpolstern dicht bedeckt, welche sich spiralig um den Stamm ziehen und deren Blattnarben mit langen linealen Blättern besetzt waren. Die gabeligen Zweige trugen an ihrem Ende große cylindrische Fruchtzapfen (*Lepidostrobus*). Die Wurzelstöcke der *Lepidodendren* gleichen denen

der Sigillarien, sind also Stigmarien. Steinkerne von *Lepidodendren*, aber auch von Sigillarien sind die Knorrien (Fig. 275), die von

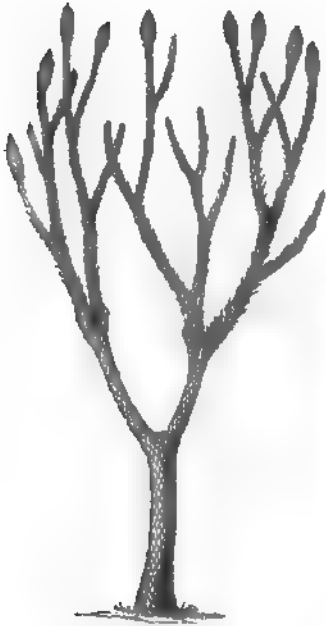


Fig. 272. *Lepidodendron*, restauriert



Fig. 273. *Lepidodendron Veltheimianum* Sternberg, aus dem Calm, Stammstück.



Fig. 274. *Lepidophloeus laricius* Sternb.



Fig. 275. *Knorria imbricata*.

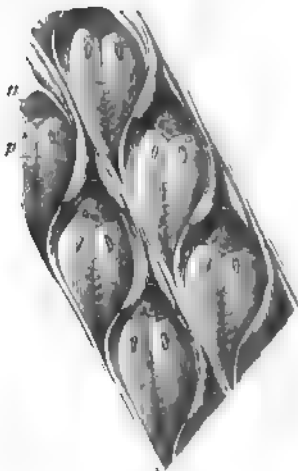


Fig. 276. *Lepidodendron dichotomum* Sternb. Abdruck eines Stammfragmentes. p Polster, n Blattnarbe.

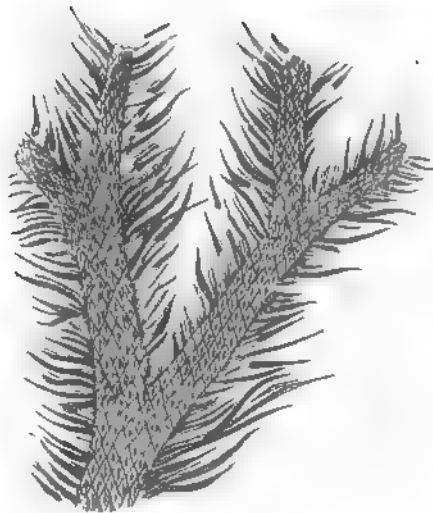


Fig. 277. Beblätterter Zweig von *Lepidodendron*.

schuppig über einander liegenden Gebilden bedeckt sind. — Die carbonischen, äußerlich an Cycadeen erinnernden Gewächse und die Coniferen

stehen an Häufigkeit der Individuen und noch mehr der Formen weit hinter den damaligen Farnen, Sphenophyllen, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zurück; nur die gleichfalls zu den Gymnospermen gehörigen Cordaiten (*Cordaites*, Fig. 278), und deren Früchte (Fig. 279) sind häufiger anzutreffen. Eine gewisse Modification der Steinkohle, die Faserkohle, scheint zum großen Teil aus solchem Araucarien- und Cordaitenholze hervorgegangen zu sein.

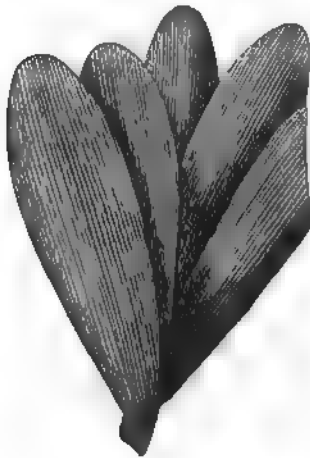


Fig. 278. *Cordaites*. Zweigende.



Fig. 279. *Cyclocarpus Cordai* Gein.
von unten und von der Seite.

Die soeben aufgeführten, in ihrer Gesamtheit für das Carbon charakteristische Pflanzenwelt ist jedoch keine einheitliche und gleichzeitige, sondern verteilt sich auf eine Anzahl von sich einander ablösenden und aufeinander folgenden Floren, deren neuerdings *Potonié* 6 unterscheidet *), nämlich:

Flora I (Culm) z. B. mit *Calamites transitionis* (*Asterocalamites scrobiculatus*), *Sphenopt. distans*, *Rhodes patentissima*, *Archaeopteris dissecta*, *Cardiopteris*, *Neuropteris antedecens*.

Flora II. (Waldenburger und Ostrauer Schichten), z. B. mit *Sig. squamata*, *Lepid. Veltheimianum*, *Lepid. Volkmannianum*, *Knorria imbricata*, *Sphenopteris elegans*, *Adiantites oblongifolius*.

Flora III. Übergangsflora von II zu IV.

Flora IV (Saarbrückener und Schatzlarer Schichten, reich an Sphenopteriden, u. a. *Palmatopteris furcata* und Sigillarien, vorzüglich Favularien, ferner mit *Alethopteris lonchitica*, *Neuropteris flexuosa*, *Cal. Suckowi*, *Cal. ramosus*, *Lepidodendron dichotomum*.

Flora V sehr ähnlich der vorigen, jedoch mit *Annularia stellata*.

Flora VI (Ottweiler Schichten) mit zahlreichen Pecopteriden, z. B. *Pec. arborescens*, *Odontopt. Schlotheimi*, *Sphenophyllum Schlotheimi*, *Cal. cruciatus*, *Annularia stellata*, *Asterophyll. equisetiformis*.

Mit Flora VII beginnt das Unterrotliegende.

*) H. Potonié. Florist. Gliederung d. deut. Carb. u. Perm. Abh. d. k. pr. geol. La. H. 24. Berlin 1896.

Während die angeführten Pflanzen ausschließlich den Sumpf-, Land-, und Binnenseebildungen der Steinkohlenformation angehören, sind die zahlreichen Reste der carbonischen Fauna bis auf einige Amphibien, Süßwasserfische, Arthropoden und Zweischaler auf die Gesteine marinen Ursprunges beschränkt. Von den niedrigsten Tieren, den Protozoen, tritt namentlich eine bis weizenkorngroße Foraminifere, *Fusulina cylindrica* Fisch. (Fig. 280), im oberen Kohlenkalke von Russland, Ohio, Illinois, Kansas, Japan in ungeheurer Anzahl der Individuen auf. Den carbonischen Korallen ist durchweg noch ein paläozoischer Habitus eigen, sie gehören also ausschließlich den *Zoantharia rugosa* und *tabulata* an. Von ersteren sind



Fig. 281. *Lithostrotion basaltiforme* Phil.



Fig. 280. *Fusulina cylindrica* Fisch. (natürl. Größe u. vergrößert.)

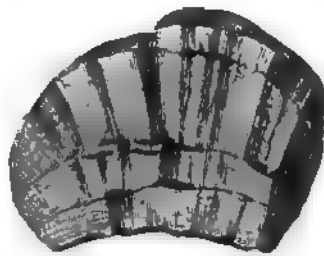


Fig. 282. *Chaetetes radians* Fisch.



Fig. 283. *Zaphrentis cornucopiae* E. u. H.

die Gattungen *Lithostrotion*, *Amplexus*, *Lonsdaleia*, *Cyathaxonia*, *Zaphrentis* als ausschließlich oder wesentlich carbonisch zu nennen. Unter ihnen zeichnen sich namentlich *Lithostrotion basaltiforme* Phil. (Fig. 281), *Amplexus coralloides* Sow. und *Zaphrentis cornucopiae* E. und H. (Fig. 283) durch ihre Häufigkeit und große Verbreitung in Deutschland, England, Belgien, Russland und den westlichen Staaten von Nordamerika aus. Von Tabulaten sind *Calamopora*, *Michelinia* und *Chaetetes* (Fig. 282) vorzugsweise wichtig, ohne allein auf die carbonische Formation beschränkt zu sein, wenn sich auch die Mehrzahl der Arten von *Chaetetes* und *Michelinia* in dieser Gruppe finden. Die Crinoideen, und zwar sowohl die echten armtragenden, wie die Blastoideen, erreichen im Kohlenkalke das Maximum ihrer Entwicklung; die verticale Verbreitung der letzteren fällt sogar fast ausschließlich in die carbonische Formation, weshalb sie zu den bezeichnendsten organischen Resten der letzteren zu rechnen sind. Die größte Bedeutung besitzen, und zwar vorzugsweise für

den nordamerikanischen Kohlenkalk, in welchem sie ganze Bänke bilden oder dicht erfüllen können, die Gattungen *Cyathocrinus* (Fig. 284), *Actinocrinus* (Fig. 285), *Rhodocrinus*, *Poteriocrinus* (Fig. 286), *Amphora-*

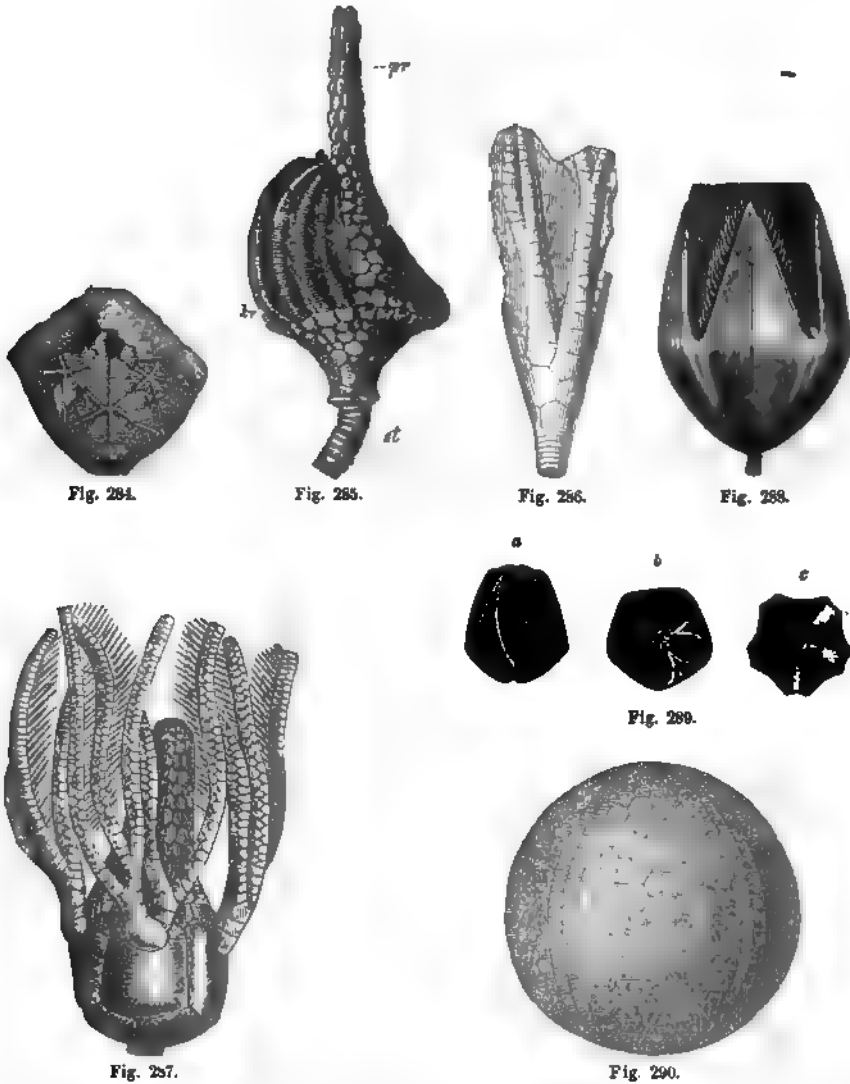


Fig. 284. *Cyathocrinus caryocrinoides* M'Coy. — Fig. 285. *Actinocrinus* (*Batocrinus*) *pyriformis* Shum. Zur Hälfte der Arme entkleidet. (st = Stiel, — br = Arme, — pr = Protopodit, — Fig. 286. *Poteriocrinus missouriensis* Shum. — Fig. 287. *Platyocrinus trigintadactylus* Aust. — Fig. 288. *Pentremites sulcatus* Röm. — Fig. 289. *Pentremites borealis* Say; a von der Seite, b von oben, c von unten. — Fig. 290. *Palaeocrinus elegans* M'Coy.

crinus und *Platyocrinus* (Fig. 287), namentlich aber das *Blastoideen-*Genus *Pentremites* (*Pentatrematites*) (Fig. 288 und 289). Die

Cystideen haben sich bereits überlebt und sind ausgestorben. Die übrigen Abteilungen der Echinodermen sind nur sparsam und zwar durch Seeigel von ausschließlich paläozoischem Habitus (Perischoechiniden) vertreten. Ihre Schale zerfällt in 30—75 Reihen von zum Teil sechsseitigen Tüpfelchen, während bei allen späteren und auch den jetzigen Echiniden die Zahl der Asselreihen 20 nie übersteigt. Zu diesen paläozoischen Echiniden gehört der obercarbonische *Archaeocidaris* mit langen Stacheln, welche auf großen Warzen aufsitzen, ferner *Melonites* und *Palaeochinus* (Fig. 290), deren Oberfläche mit kleinen körnigen Wärrchen bedeckt ist, sämtlich aus dem Kohlenkalke von Russland, England, Belgien und Nordamerika in besonderer Schönheit bekannt.

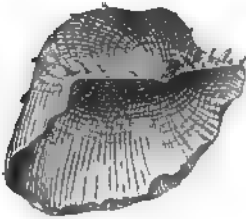


Fig. 291.

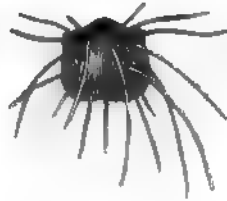


Fig. 292.



Fig. 294.



Fig. 296.

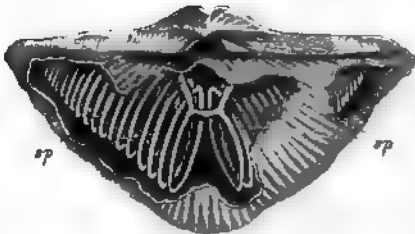


Fig. 293.



Fig. 295.

Fig. 291. *Productus semireticulatus* Flem. — Fig. 292. *Productus longispinus* Sow. — Fig. 293. *Spirifer striatus* Sow (sp = innere Armspirale). — Fig. 294. *Spirifer glaber* Sow — Fig. 295. *Conocardium allforme* Sow. — Fig. 296. *Posidonia* (*Posidonomya*) *Becheri* Bronn.

Unter den Mollusken der carbonischen Gruppe macht sich ein etwas entschiedeneres Zurücktreten der Brachiopoden und Cephalopoden gegenüber den Gastropoden und Zweischalern bemerkbar. Trotzdem liefern beide erstgenannte Abteilungen noch zahlreiche für den Kohlenkalk bezeichnende Formen, unter denen von Brachiopoden namentlich *Productus*, sowie *Orthis*, *Chonetes*, *Spirifer* und *Spirigera*, von Cephalopoden *Orthoceras*, *Nautilus*, *Cyrtoceras* und *Goniatites* größere Wich-

tigkeit besitzen. *Productus semireticulatus* Flem. (Fig. 294), *Prod. giganteus* Sow., *Prod. scabriculus* Sow., *Prod. longispinus* Sow. (Fig. 292), *Spirifer glaber* Sow. (Fig. 294), und der bis 42 cm breite *Spirifer striatus* Sow. (Fig. 293) gehören zu den charakteristischen Leitfossilien der carbonischen Formation und erhalten durch ihre weite horizontale Verbreitung, — sie sind aus Europa, Asien, Amerika und Australien bekannt — doppelte Bedeutung.

Zweischaler sind in der Kohlenformation in bereits großer Zahl und Mannigfaltigkeit enthalten und gehören den Gattungen *Pecten*, *Aviculopecten*, *Arca*, *Nucula*, *Edmondia*, *Conocardium* (Fig. 295), *Posidonia* (*Posidonomya*) an, von denen die letztgenannte eine in den Thon-

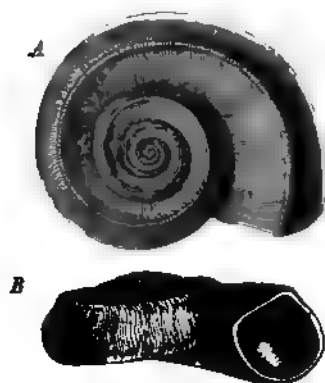


Fig. 297.

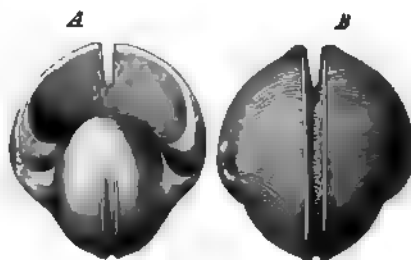


Fig. 298.



Fig. 299.

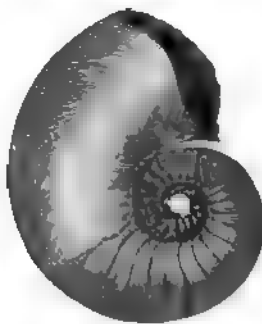


Fig. 300.

Fig. 297. *Nautilus (Cyclostomus) pentangulatus* Sow. (A von oben. — B von vorn). — Fig. 298. *Bellerophon bicaratus* Lév. (A von vorn, — B von hinten). — Fig. 299. *Goniatites (Glyphioceras) sphaericus* Mart. — Fig. 300. *Nautilus cyclostomus* Phill.

schiefern des Culms außerordentlich häufige und bezeichnende Species *Pos. Becheri* Bronn (Fig. 296, liefert, deren concentrisch gerippte, papierdünne Schalen manche Schichtungsflächen ganz bedecken. In den Schieferthonen und Kohlenflötzen der productiven Steinkohlengruppe sind Schalen von Süßwassermuscheln, *Anthracosia*, nicht selten. Die carbonischen Gastro-

poden-Geschlechter sind fast die nämlichen wie die des Devons; die wichtigsten sind *Pleurotomaria*, *Loxonema*, namentlich aber *Euomphalus* (Fig. 297) und *Bellerophon* (Fig. 298), dessen ungekammerte, Argonauta-ähnliche Schale eine sehr gewöhnliche Erscheinung in manchen Kohlenkalen ist.

Von Cephalopoden sind *Orthoceras*-Arten von zum Teil riesigen Dimensionen im Kohlenkalk nicht selten; *Nautilus* liefert bezeichnende, in der Mitte oft nicht geschlossene Arten mit Längsreifen, Knoten und Rippen (Fig. 300). Die *Goniatiten* sind namentlich durch die neuen Gattungen *Brancoceras*, *Glyphioceras* (Fig. 299), *Pronorites* vertreten. Das dem Kohlenkalk und Culm gemeinsame Vorkommen von *Goniatites sphaericus* Haan (*crenistris* Phil.) (Fig. 299) ist einer der Beweise für die Äquivalenz beider.

Die Trilobiten sind bis auf einige wenige, kleine und sparsam vorkommende Arten, welche den Gattungen *Phillipsia* (Fig. 301) und *Proetus* angehören, ausgestorben und werden durch einige *Limuliden* (*Prestwichia*) sowie durch echte *Phyllopoden* (*Leaia*, *Estheria*) ersetzt. In den Resten einer Anzahl von anderen Arthropoden treten zugleich mit einigen Arten von Pupa die ersten, etwas häufigeren Spuren landbewohnender und luftatmender Tiere auf. Sie sind der Natur der Sache nach fast ausnahmslos auf die productive Steinkohlenformation beschränkt, gehören Arachniden, Scorpionen (Fig. 302), Tausendfüßen, Schaben, Termiten und Locustiden an und haben sich namentlich bei Wettin, bei Saarbrücken, in Oberschlesien, bei Stradonitz und Radnitz in Böhmen, bei Commeny in Frankreich, in England, Schottland, Nova Scotia und Illinois gefunden*).

Die carbonischen Fische verteilen sich auf die marine und die kohlenführende Schichtengruppe der Steinkohlenformation und sind einerseits haiartige Knorpelfische, anderseits Vorläufer der Zechsteinfische, nämlich heterocercale kleinschuppige Ganoiden. Von ersteren (*Psammodus*, *Cladodus*, *Cochliodus*, *Ctenacanthus*) haben sich gewöhnlich nur die Mahlzähne und zum Teil fußlange Flossenstacheln, — von letzteren (*Palaeoniscus*, *Amblypterus*) auch vollständige Abdrücke erhalten; Knochenfische hingegen sind noch gar nicht vertreten.



Fig. 301. *Phillipsia pustulata* Schloth.

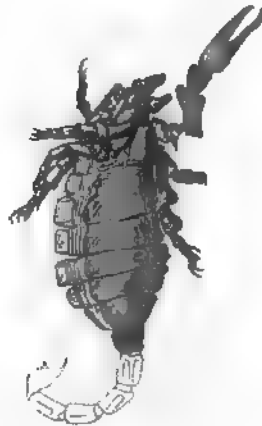


Fig. 302. *Roscorpius glaber* Poach. Schottland.

*) Systemat. Zusammenstellung und Litteratur siehe Scudder, in Zittel. Paläozoologie I Abt., II. B. S. 731, 732 u. 747.

In der carbonischen Periode wird die Tierwelt durch das Auftreten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere (Eotetrapoda) und zwar von amphibienartigen Geschöpfen, den Stegocephalen, um einen neuen, wichtigen Typus bereichert.

Dieselben wurden zuerst in Neu-Schottland (Nordamerika) im Inneren ursprünglich hohler, später durch Sand und Schlamm ausgefüllter, aufrecht stehender Sigillarien-Strünke gemeinsam mit Pupa und einem Tausendfuße aufgefunden. Von dort beschrieb Dawson die Reste von Hylonomus, Dendroperon, Hylasperon und Baphetes*). Auch in Ohio, Illinois und England sind Skeletteile carbonischer Stegocephalen (Anthracosaurus, Pholidogaster, Keratoperon, Urocordylus u. s. w.) beschrieben worden. Von solchen Schuppenlurchen scheinen die Fußeintritte herzuführen, welche sich auf den Schichtungsflächen der Steinkohlensandsteine von Pennsylvanien und Nova Scotia in nicht unbeträchtlicher Anzahl vorfinden. Ihre Hauptentfaltung aber erlangt diese Tiergruppe erst im Perm.

Verschiedene Facies und Zweiteilung der carbonischen Formation. Die Steinkohlenperiode wurde innerhalb großer Räume der Erdoberfläche durch säculare Hebungen eingeleitet, infolge deren die Continente auf Kosten der Ausdehnung der Océane an Areal zunahmen. Auf dem dem Meere abgewonnenen flachen Terrain sammelten sich die atmosphärischen Wasser, deren Ablauf durch zusammenhängende Flusssysteme noch weniger geregelt war, in zahllosen seichten Tümpeln an und verwandelten dasselbe in sumpfige Niederungen, auf welchen eine üppige Flora emporwucherte, weit ausgedehnte Waldmoore und Dschungeln bildete und das Material der Steinkohlenflötze lieferte. Während der Zeit dieser terrestren Ablagerungen nahm naturgemäß auch der Gesteinsbildungsprocess auf dem Grunde des Meeres seinen Fortgang. Die oceanischen Sedimente umschlossen die Körper der absterbenden Meeresbewohner, so dass sich gleichzeitig mit der terrestren das Material einer mächtigen, versteinierungsführenden marinen Schichtenreihe anhäufte. Infolge stets fortdauernder Niveauveränderungen tauchte allmählich auch ein Teil dieses mit Sedimenten des offenen Meeres (Kohlenkalk) sowie mit solchen der Litoralzonen (Culm) bedeckten Meeresbodens aus dem Océane empor und vergrößerte die Continente, so dass sich deren Flora auf dem neu gewonnenen Festlande ausbreiten konnte, um jetzt auch auf ihm Material zur Bildung von Steinkohle aufzuspeichern. Daraus geht hervor, dass die Schichtenreihe der Steinkohlenformation stellenweise eine reine Sumpf-, Süßwasser- und Waldmoor- (terrestre) Bildung, an anderen Punkten, welche während der

* J. W. Dawson. Air-Breathers of the Coal-Period. Montreal 1863. Auch in: Acadian Geology. London 1868. p. 353. — Derselbe: Erect trees containing animal remains etc. Phil. Trans. R. Soc. London. 1882. p. 624.

carbonischen Periode gar nicht über den Meeresspiegel gehoben wurden, ein ausschließlich marines Product ist, dass ferner das carbonische System in noch anderen Terrains aus zwei über einander gelagerten Complexen verschiedenen Ursprunges bestehen kann, deren unterer einen marinen, deren oberer einen terrestren Charakter trägt. In der Verschiedenartigkeit sowohl ihres petrographischen wie paläontologischen Charakters finden die Verhältnisse, unter denen diese verschiedenen Facies des Carbons zur Ablagerung gelangten, ihren unverkennbaren Ausdruck.

Die carbonische Formation wird auf Grund paläontologischer Verschiedenheiten in zwei Abteilungen gegliedert: das Untercarbon und das Obercarbon.

I. Das **Untercarbon** oder **Subcarbon** kann nach obigen Darlegungen je nach seinem Ablagerungsgebiete in dreierlei Facies zur Entwicklung gelangt sein: 1. in mariner Facies als unterer Kohlenkalk. Derselbe besteht, worauf der Name hindeutet, fast ausschließlich aus reinem oder dolomitischem Kalksteine und ist zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten einer Fauna des offenen Meeres, also Cephalopoden, Brachiopoden, Korallen und Crinoideen, welche namentlich durch die Genera: *Goniatites*, *Productus*, *Rhynchonella*, *Chonetes*, *Spirifer*, *Lithostrocion*, *Cyathaxonia*, *Zaphrentis*, *Cyathocrinus*, *Actinocrinus*, *Pentremites* vertreten werden. Seine Hauptverbreitung findet er in Belgien, Irland, Wales, Russland und Nordamerika.

2. in litoraler Facies. An Stelle des unteren Kohlenkalkes tritt in manchen carbonischen Territorien, so in Westfalen, Nassau, im Harz, Fichtelgebirge, Vogtlande, südöstlichen Thüringen, in Schlesien, Mähren, in den Ostalpen, in Portugal, Devonshire und Irland ein ihm anscheinend ganz unähnliches Schichtensystem, der Culm. Diese Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Thonschiefer, Kieselschiefer, kieseligen Plattenkalken, Sandsteinen, Grauwacken und Conglomeraten und führt meist nur local und zurücktretend marine Reste. Namentlich fehlen die Korallen und Crinoideen gewöhnlich fast vollständig, ebenso die Brachiopoden bis auf einige *Productus*-Arten, nämlich *Prod. antiquus*, *semireticulatus* und *latissimus*. Außerdem führen die Culm-Thonschiefer mit dem Kohlenkalke *Posidonia Becheri*, *Goniatites sphaericus*, *Gon. mixolobus*, *Orthoceras striatulum* gemeinsam, wodurch sich beide, außer durch ihre Lagerungsverhältnisse, als äquivalente Bildungen legitimieren. Die hierher gehörigen dunkelen Thonschiefer werden nach der ihre Schichtungsflächen oft in großer Anzahl bedeckenden *Posidonia Becheri* Posidonienschiefer genannt. Abweichend von dem typischen Kohlenkalke umschließen die Grauwacken und Sandsteine des Culms Reste von zahlreichen Arten eingeschwemmter Landpflanzen und darunter besonders *Asterocalamites scrobiculatus* (*Calamites*

transitionis), ferner *Lepidodendron Veltheimianum*, *Stigmaria ficoides*, *Neuropteris antedecens*, *Archaeopteris dissecta*, *Sphenopteris distans*. Dieser Culm ist demnach, wie auch seine Führung von z. T. sehr groben Conglomeraten beweist, innerhalb flacher Uferzonen und Lagunen zur Ablagerung gelangt, also die litorale Facies des Unter carbons.

3. in terrestrer Facies erscheint das Subcarbon als Kohlen-Culm in Form einer mächtigen Schichtenfolge von vorwaltenden groben Conglomeraten nebst Sandsteinen und Schieferthonen, welche bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen, in Schottland, Devonshire, Russland und Nordamerika Kohlenflötze umschließt und mit den marinen unteren Kohlenkalken local dadurch auf das innigste verknüpft ist, dass sich zwischen diese Conglomerat- und Sandsteinablagerungen des Strandes in der Richtung nach dem damaligen offenen Meere zu versteinerungsreiche Kohlenkalkbänke einschalten, deren Mächtigkeit auf Kosten der Conglomerate und Sandsteine mehr und mehr zunimmt, bis sie die letzteren allmählich ganz verdrängt haben und nun die typische marine Kohlenkalkformation repräsentieren. Derartige Verhältnisse sind z. B. in den schottisch-englischen Bassins (Calciferous Sandstone), in dem appalachischen Kohlenbecken, sowie in Nova Scotia in Nordamerika in außerordentlicher Deutlichkeit entwickelt, aber auch in der Chemnitz-Hainichener Culm-Mulde angedeutet.

II. Das **Obercarbon** ist in zweifacher Facies zur Ablagerung gelangt: 1. seine terrestre Facies, die productive Kohlenformation, besteht vorwaltend aus Sandsteinen nebst Conglomeraten, Schieferthonen und Steinkohlenflötzen. In England, Oberschlesien und Saarbrücken steigt ihre Mächtigkeit bis zu mehr als 3500 m. Die Anzahl der in ihr auftretenden Steinkohlenflötze ist zum Teil sehr bedeutend und beträgt z. B. in Oberschlesien mehr als 400, in Westfalen bis über 170, bei Saarbrücken 230 und bei Mons in Belgien 115. Die Landpflanzen, mit welchen die Schieferthone angefüllt sind, und welche das Material der Steinkohlenflötze geliefert haben, also *Sigillaria*, *Lepidodendron*, *Calamites*, Farne und Cordaiten, sowie die Reste luftatmender Tausendfüße, Insekten, Spinnen, Mollusken und Stegocephalen, beweisen, dass die Bildung der productiven Kohlenformation in ausgedehnten, mit Süßwassertümpeln und Landseen abwechselnden, sumpfigen Niederungen vor sich gegangen ist. In Westfalen, England und Nordamerika beginnt dieselbe mit dem flötzleeren Sandsteine oder Millstone grit, einem Complex von Conglomeraten, groben Sandsteinen und Schieferthonen, nur ausnahmsweise mit Steinkohlenflötzen, an dessen Stelle anderorts (so in Schlesien) die unterste Stufe der flötzführenden productiven Steinkohlenformation tritt.

In das untere Niveau dieser productiven Steinkohlenformation schalten sich in Coalbrook-Dale, bei Glasgow, in Yorkshire und den angrenzenden Teilen des nördlichen Englands, in Belgien, im Ruhrgebiete und in Ober-

schlesien, sowie in Asturien, in Texas, in Nordamerika und in Nova Scotia, Kalkbänke mit Resten von Meeresbewohnern ein, unter denen namentlich die Geschlechter Fusulina, Productus, Spirifer, Pecten, Orthis, Chonetes, Nautilus, Goniatites, Orthoceras vertreten sind. In den Karnischen Alpen und am Donetz in Südrussland wechsellagern Fusulinenkalke sogar siebenmal mit Landpflanzen oder Steinkohlen führenden Schiefer und Sandsteinen des Obercarbons. Es geht daraus hervor, dass sich die flachen Küstenländer der carbonischen Continente zeitweilig unter den Meeresspiegel gesenkt und nach kurzem wieder gehoben oder dass Oscillationen des Meeres stattgefunden haben.

2. Die marine Facies des Obercarbons, der obere Kohlenkalk, mit Fusulinen, Productus semireticulatus, Pr. cora, Euomphalus pernodusus, Spirifer lineatus, Sp. mosquensis u. a. hat, und zwar namentlich als Fusulinenkalk, vorzüglich in Centralrussland, in Indien, in China, Japan, Korea, im westlichen Nordamerika eine weite Verbreitung.

Wie aus Obigem im allgemeinen hervorgeht, gliedert sich die Carbonformation wie folgt:

	Terrestre und limnische Facies		Marine Facies	
Ober-Carbon	Productive Steinkohlenformation	Obere Abteilung = Ottweiler Schichten, Radowenzer u. Schwadowitzer Schichten; Flora VI; Farnstufe.	Oberer Kohlenkalk = Fusulinenkalk	
		Mittlere Abteilung = Saarbrücker Schichten = Schatzlarer Schichten; Flora IV u. V; Sigillarienstufe.		
		Untere Abteilung = Waldenburger = Ostrauer Schichten; Flora III u. II; Lepidodendrenstufe.		
Unter-(Sub-)carbon	Kohlen-Culm; Flora I, S. 458.		litoral	pelagisch
			Culm	Unterer Kohlenkalk

Geographische Verbreitung der carbonischen Formation. Ganz abgesehen davon, dass das Auftreten des Carbons mit beinahe identischen Floren und Faunen in fast allen Weltteilen und unter allen Breiten hohes wissenschaftliches Interesse erregt, ist die geographische Verbreitung der Steinkohlenformation, welcher jetzt die Hauptmasse des augenblicklich consumierten Brennmaterials (jährlich etwa 460 Millionen Tonnen) entnommen wird, von höchster technischer und nationalökonomischer Bedeutung.

Von allen Ländern Europas nimmt die carbonische Formation in Großbritannien das größte Areal, nämlich eine Fläche von etwa 480 Quadrat-Meilen ein. Die hierher gehörigen Ablagerungen ruhen z. T. concordant und durch Übergänge verknüpft auf den Schichten des Devons oder discor-

dant auf den archaischen Formationen und bilden, teils durch Dämme dieser Gesteine, teils durch überlagernde jüngere Gebilde, sowie durch Denudation und Meeresarme getrennt, eine Anzahl isolierter Areale, deren bedeutendste die von Südwales, Derbyshire, Yorkshire, Northumberland, Schottland und Irland sind. Die carbonische Schichtenreihe wird hier normal durch die subcarbonische Gruppe eröffnet, deren Hauptglied, der untere Kohlenkalk, namentlich im südlichen und mittleren England das Maximum seiner Mächtigkeit (1500 m) erreicht. Nach Norden zu beginnen sich einzelne, allmählich immer zahlreicher werdende Schieferthone und Sandsteine, sowie Kohlenflötze einzuschalten, welche nach und nach den Kohlenkalk fast ganz verdrängen und sich in Northumberland, namentlich aber in Schottland zu einem etwa 2000 m mächtigen, kohlenführenden System von klastischen Gesteinsschichten mit eingelagerten Kalkbänken (Culm) entwickeln, wie denn auch im südlichsten Teile von England, in Devonshire, der typische Kohlenkalk durch Culmschiefer und Plattenkalke mit *Posidonia Becheri* und darüber durch Sandsteine und Schieferthone mit Kohlenflötzen vertreten ist. Auf den Kohlenkalk, Culm und deren kohlenführende Äquivalentbildungen folgt der Millstone grit in zwischen 10 bis 300 m wechselnder Mächtigkeit und leitet die productive Kohlenformation ein. In Irland ist das Carbon fast nur durch Posidonien-Schiefer, Kohlenkalk und Millstone grit vertreten — in England und Schottland hingegen werden die untercarbonischen Gebilde und der Millstone grit von der echten productiven Steinkohlenformation in einer Mächtigkeit von bis 4000 m bedeckt, welche z. B. in Südwales 76 Kohlenflötze, unter diesen 23 bauwürdige von 32 m Gesamtmächtigkeit führt. In fast allen britischen Steinkohlendistricten sind isolierte Kohlenkalkbänke mit mariner Fauna zwischen den terrestren Schichten eingeschaltet. In Schottland gliedert sich die Carbonformation wie folgt: zu oberst Coalmeasures = productive Kohlenformation; — darunter Millstone grit; — Carboniferous Limestone Series = Sandsteine, Schieferthone, Kohlenflötze, Bänke von Kohlenkalk; — Calciferous Sandstone Series = Sandsteine mit Landpflanzen und Kohlenflötzchen, dazwischen marine Kalkbänke (Kalkstein von Bourdie-House mit Fischen und Crustaceen), Ölschiefer — zu unterst rote und graue Sandsteine und Conglomerate, die in den Old red übergehen.

Treten wir auf den europäischen Continent, so finden wir eine der englischen vollkommen entsprechende Steinkohlenbildung an den Nordrand des belgisch-rheinischen Devonterrains angelagert. In Form eines verhältnismäßig schmalen Streifens dehnt sich dieselbe vom Nordabfalle der Ardennen von Bethune und Valenciennes das Maasthal entlang über Namur, Lüttich und Aachen aus, erleidet dann eine bedeutende Unterbrechung durch das Rheinthal, um weiter östlich an dem nördlichen Rande des westfälischen Devongebirges wieder aus der jüngeren Gesteinsüberlagerung her-

vorzutauchen und sich bis Stadtberge hinzuziehen. In dem Steinkohlenterrain von Belgien und Aachen ruht die durch den Kohlenkalk gebildete subcarbonische Gruppe in steiler Schichtenstellung gleichförmig auf den jüngsten devonischen Schichten und wird direct von der productiven Steinkohlengruppe überlagert. Nach Gosselet und de Koninck gliedert man den belgischen Kohlenkalk in 3 Abteilungen: zu oberst Calcaire de Visé (Viséen) mit den Stufen des Productus Cora, des Prod. undatus und des Prod. giganteus; darunter der Calcaire de Tournai (Tournaisien) mit Spirifer tornacensis und den Stufen des Prod. semireticulatus und des Prod. Heberti, namentlich Crinoidenkalke, die weiter im SW. (Rocroi und Charleville) vom Waulsortien, vorwiegenden Korallenkalken, vertreten werden. Das productive Kohlengebirge (Étage houiller) bildet in Belgien 2 große Becken, dasjenige von Lüttich (oder der Maas) und das von Mons (oder der Sambre), ebenso in der Aachener Gegend die Inde- oder Eschweiler-Mulde und die Worm-Mulde (siehe Fig. 305, S. 484). In Westfalen*) hat die carbonische Formation, obwohl sie als östliche Fortsetzung der linksrheinischen zu betrachten ist, eine etwas abweichende Ausbildung erfahren. Der Kohlenkalk tritt hier nur in dem äußersten, dem Rheine zugewandten Flügel in der Nähe von Düsseldorf (Ratingen) auf, weiter nach Osten zu keilt er sich bei Leimbeck gänzlich aus und wird durch ein über 600 m mächtiges System von Thonschiefern, Kieselschiefern, Plattenkalken und Grauwacken, den Culm, ersetzt, welcher u. a. Posid. Becheri und Goniatites sphaericus sowie Landpflanzen führt. Die productive Kohlenformation (das Ruhrbecken) wird durch den flötzleeren Sandstein eingeleitet, ist 2600 m mächtig, führt 176 Kohlenflötze, darunter 90 bauwürdige mit etwa 84 m reiner Steinkohle und in Wechsellagerung mit diesen 12 Bänke mit marinen Resten (Nautilus, Goniatites, Lingula u. a.) und wird von der Kreide discordant überlagert, auf welcher z. B. Essen, Bochum und Dortmund liegen.

Auch an dem Ostrande des rheinischen Schiefergebirges windet sich ein durch Erosion vielfach zerstückelter Streifen der carbonischen, und zwar ausschließlich der subcarbonischen Formation hin, tritt als Culm mit Posidonia Becheri im Dillenburgerischen in Nassau auf und zieht sich von hier aus einerseits gegen Süden in den Kreis Wetzlar, anderseits gegen Norden bis nach Stadtberge, wo er sich an das westfälische Kohlenterrain anschließt.

Die im nördlichen Teile von Westfalen bei Ibbenbüren und am

*) H. von Dechen. Geol. u. pal. Übersicht d. Rheinprov. u. d. Prov. Westf. Bonn 1884. S. 208—294. — Flötzkarte des Westf. Steinkohlenbeckens (43 Grundriss-Sectionen u. 25 Profiltafeln 1 : 5000). Leipzig 1886. — W. Runge. Das Ruhr-Steinkohlenbecken mit 9 Tafeln. Berlin 1892. — L. Cremer. Die foss. Farne des westf. Carbons. Marburg 1893. — A. v. Koenen. Die Culm-Fauna v. Herborn. N. Jahrb. etc. 1879. S. 309. — E. Kayser. Culm am Nordrande des rhein. Schiefergeb. Jahrb. d. k. pr. La. Berlin 1884. S. 54.

Piesberg bei Osnabrück aus der Decke von jüngeren und jüngsten Formationen hervortretenden isolierten Partien der productiven Steinkohlenformation stehen wahrscheinlich mit dem westfälischen Steinkohlengebirge unterirdisch in Verbindung und sind nur Ausläufer dieses letzteren. Sie führen bei Ibbenbüren 7 bauwürdige Flötze mit 5,26 m Kohle und 5 unbauwürdige; bei Piesberg 3 bauwürdige Flötze mit 2,74 m Kohle.

An den Südabfall des Hunsrück lehnt sich das Kohlenbecken von Saarbrücken. Seine carbonischen Schichten gehören ausschließlich der mittleren und oberen productiven Kohlenformation an. Die Steinkohlenflötze sind fast ganz auf die untere dieser beiden Abteilungen, die Saarbrücker Schichten, beschränkt. Diese besitzen eine Mächtigkeit von etwa 2800 m, in welchen bis jetzt 145 unabbauwürdige und 88 bauwürdige Flötze, letztere zusammen 82 m mächtig, aufgeschlossen sind. Sie lagern flach muldenförmig und zwar discordant auf devonischen Schiefern auf und werden mit dem Rotliegenden durch die obere Abteilung des dortigen Carbons, die Ottweiler Schichten, innig verknüpft. Der flötzreiche Teil des Saarbrücker Kohlenbeckens nimmt ein Areal von 7 Quadratmeilen ein. Die Steinkohlenformation dieses Saargebietes gliedert sich nach E. Weiß wie folgt:

2. Flötzarme Abteilung, die Ottweiler Schichten (= obere Abteilung der prod. Steinkohlenformation = Farnstufe). In ihrer unteren Stufe mit einigen Kohlenflötzen, ferner mit *Anthracosia*, *Estheria*, *Leaia*, *Candona*, Fischschuppen und Koprolithen; *Pecopteris arborescens*, *Callipteridium mirabile*, *Annularia stellata*, *Odontopt. Reichiana* u. a.
1. Flötzreiche Abteilung, die Saarbrücker Schichten (= mittlere Abteilung der prod. Steinkohlenformation = Sigillarienstufe), namentlich mit *Sigillaria* und *Lepidodendron*, *Calamites*, *Asterophyllites*, *Annularia*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, und *Cordaites* sowie *Anthracosaurus*- und *Insecten*-Resten.

Im Elsass ist sowohl der Culm, wie das productive Kohlengebirge entwickelt*). Ersterer enthält bei Thann und Niederburbach eine charakteristische Flora (*Knorria imbricata*, *Cardiopteris polymorpha* u. a.), bei Burbach u. a. O. eine subcarbonische Fauna (*Productus*, *Phillipsia*) und setzt ein ansehnliches Gebiet der Vogesen zusammen. Die obersten Stufen der productiven Steinkohlenformation (Laacher und Erlbacher Schichten) bilden eine Anzahl isolierter Schollen auf den ältesten Gesteinen der Vogesen. Im Schwarzwalde hingegen beschränkt sich das Steinkohlengebirge auf die steile, zwischen Gneiß und Granit eingeklemmte Mulde von Diersburg-Hagenbach-Berghaupten**), der Culm auf einen sich von Badenweiler bis Lenzkirch erstreckenden Streifen.

*) E. W. Benecke. Abriss d. Geologie v. Elsass-Lothringen. Straßburg 1878. S. 47. — G. Meyer. Culm i. d. südlichen Vogesen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. B. III. H. I. 1884. — A. Tornquist. Das fossilführ. Untercarbon in den Südvogesen. Ebend. B. V. H. 4. 1895.

**), H. Eck. Erläut. z. geogn. Karte von Lahr. Lahr 1884. S. 34—72.

Am Aufbau des nordwestlichen Harzes*) nimmt der Culm einen wesentlichen Anteil, und gliedert sich dort wie folgt:

4. Obere oder Grunder Grauwacke, grobe und feinkörnige Grauwacken, sowie Thonschiefer mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten; Conglomerate mit Granit- und Porphyrgeröllen;
3. Untere oder Clausthaler Grauwacke nebst Thonschiefern, mit *Cal. transitionis*, *Lepidodendron*, *Knorria*;
2. Posidonienschiefer mit *Pos. Becheri*, *Productus Cora*, *Goniat. crenistria*; Culmkalk des Iberges, von Lautenthal, Bockswiese.
1. Kieselschiefer, bunte Thonschiefer und Adinolen, mit Einlagerungen von Grauwacke und Diabas. Die Adinolen local mit *Phillipsia*, *Productus*, *Chonetes*, *Posidonia* etc. (Koch).

Im Unterharze findet sich der Culm durch die Elbingeröder Grauwacke, die Zorger Schiefer und die liegenden Adinolen und Kieselschiefer mit *Pos. Becheri*, *Goniatites cyclobus*, *Orthoc. striolatum* u. a., sowie durch einen Teil der Tanner Grauwacke vertreten **).

Im Norden des Harzes taucht in der Gegend von Magdeburg eine Anzahl subcarbonischer Klippen aus den jüngeren Formationen zu Tage ***). Es sind Grauwacken und Thonschiefer mit *Cal. transitionis*, *Lepid. Veltheimianum*, *Knorria imbricata* u. a., im Neustädter Hafen von Magdeburg mit *Orthoceras*, *Goniatites*, *Pecten*, *Phillipsia* und *Cypridinen* (Wolterstorff).

Südöstlich vom Harz ist das Obercarbon durch das Steinkohlengebirge von Wettin und Löbejün in der Provinz Sachsen vertreten, ersteres mit 4 Flötzen und 3,43 m Kohle†). Dasselbe bildet die obere Stufe eines 900 bis 1300 m mächtigen Schichtencomplexes, welcher sich discordant auf das Unterdevon des Osthazes auflagert und früher als Mansfeld-Rothenburger Unter- und Mittelrotliegendes aufgefasst wurde††). Derselbe beginnt mit roten oder rötlichen Conglomeraten (Hornquarzconglomerate) und Arkosen mit Kalksteinknauern; darauf folgen rote Sandsteine und Arkosen (Siebigeröder Sandsteine) mit Kieselhölzern, sowie sandige Schieferletten und auf diese das Wettiner Steinkohlengebirge (= obere Ottweiler Schichten), um schließlich vom Unterrotliegenden und seinen Eruptivgesteinen überlagert zu werden. An der Basis dieses ganzen Schichtensystems stellen sich bei Grillenberg am Harzrande einige schwache Steinkohlenflötzchen und Brandschieferbänke mit *Neuropteris flexuosa*, *Peco-*

*) A. v. Groddeck. Geognosie des Harzes. Clausthal. 2. Aufl. 1883. S. 106. — Ders. Oberharzer Culm. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1882. S. 44 u. 68. — M. Koch. Ebend. 1894. S. 185.

**) M. Koch. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1895. S. 125.

***) F. Klockmann. Ebend. 1890. S. 118.

†) H. Laspeyres. Geogn. Darstellung d. Steinkohlengebirges i. d. Gegend nördlich von Halle. Berlin 1875.

††) K. v. Fritsch. Das Saalthal zwischen Wettin und Cönnern. Z. f. Naturw. Halle 1888. S. 114.

pteris Miltoni und zahlreichen Stigmarien ein (Grillenberger Schichten = untere Ottweiler Schichten). Ebenfalls der oberen Stufe des Obercarbons ist neuerdings das von Sterzel u. a. als Unterrotliegendes aufgefasste Ilfelder Kohlengebirge zugerechnet worden, welches aus hercynischen Conglomeraten besteht, denen ein Complex von Sandsteinen und Schieferthonen mit einem 4,5 m mächtigen Flötz zwischengelagert ist.

Im Königreiche Sachsen*) besitzt die carbonische Formation eine größere Verbreitung und zwar als productive Steinkohlenformation (Äquivalent der Saarbrücker und unteren Ottweiler Schichten) in dem Zwickauer Kohlenfelde mit 10 Flötzen (darunter das Planitzer und das Rußkohlenflötz mit 8 bis 10 m Mächtigkeit), im Lugauer Kohlenfelde mit 7 Flötzen (davon die 4 unteren abbauwürdig, am Hedwig-Schachte scharen sich dieselben local zu einem einheitlichen Flötze von bis 19 m Mächtigkeit) und in dem Steinkohlenbassin von Flöha, welches jedoch sehr arm an Kohle ist, während das Döhlener Becken bei Dresden der unteren Stufe des Rotliegenden angehört. Außerdem finden sich auf dem Rücken des Erzgebirges noch einige kleine Schollen der productiven Kohlenformation, so bei Brandau, Zaunhaus, Altenberg, Saida und Schönfeld. Das Subcarbon ist in Sachsen vertreten 1. durch den kohlenführenden Culm von Chemnitz-Hainichen (zu unterst das Grundconglomerat, darüber Arkosen, Sandsteine, Schieferthone und Steinkohlenflötze nebst Linsen von Kohlenkalk); 2. durch den Culm und Kohlenkalk von Wildenfels bei Zwickau (Thonschiefer, Grauwacken und Conglomerate, sowie an Crinoiden reicher schwarzer Kohlenkalk); 3. durch den Culm des Vogtlandes (Grauwackensandstein, Granitconglomerat, Thonschiefer, mit Nestern von Kohlenkalk). Überall ist der Culm steil aufgerichtet, die productive Kohlenformation hingegen schwebend, und wo sie jenen überlagert, discordant auf ihm gelagert.

Eine sehr große Verbreitung hat der Culm im Fichtelgebirge, Frankenwald und im südöstlichen Thüringen**). Seine untere Stufe besteht hier aus schwarzen Thonschiefern mit Zwischenbänken von Kohlenkalk und kalkigen Grauwacken oder aber fast nur aus Dachschiefeln

*) H. B. Geinitz. Geogn. Darstellung d. Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1856. — Ferner: Profile durch das Zwickauer Becken nebst Erläut. von Mietzsch. — Sect. Lugau von Siegert u. Sterzel; Profiltafeln hierzu von Siegert, nebst den zugehörigen Erläuterungen. Ferner Sterzel. VII. Bericht d. naturwiss. Gesellsch. zu Chemnitz. S. 155. — Culm von Hainichen: Sect. Frankenberg-Hainichen von A. Rothpletz. — Ders. III. Beilage d. Botan. Centralbl. 1880. — T. Sterzel. IX. Ber. d. naturw. Ges. z. Chemnitz. 1883 u. 84. S. 181.

**) Th. Liebe. Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 23. — C. W. Gumbel. Geognost. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 526—576. — Th. Liebe und E. Zimmermann. Erläut. z. den Blättern Saalfeld, Ziegenrück u. Liebengrün d. geol. Karte v. Pr.

(Lehestener Schiefer n), erstere mit zahlreichen charakteristischen Tierresten (z. B. vielen *Productus*-Arten), letztere mit Landpflanzen (z. B. *Cal. transitionis*). Die obere Stufe besteht aus einem unendlichen Wechsel von Grauwacken und Thonschiefern, erstere stellenweise reich an Pflanzen, z. B. *Cal. transitionis* und *Lepid. Veltheimianum*; beide Stufen mit *Dictyodora Liebeana* Zimm. und *Phyllodocites thuringiacus* Gein.

Noch weiter im Osten Deutschlands breiten sich die Steinkohlengebiete von Ober- und Niederschlesien aus. Sie umfassen die obere und untere Abteilung der carbonischen Formation, und zwar in Niederschlesien*) eine Combination beider Facies der subcarbonischen Gruppe, indem Kohlenkalklager mit *Productus* und *Spirifer* zwischen den Grauwacken und Schiefer n des Culms mit *Calamites transitionis* (= *Asterocalamites scrobiculatus*) eingeschaltet auftreten. Das nach Dathe dem Subcarbon discordant aufgelagerte productive Steinkohlengebirge bildet eine von Nordwest nach Südost gerichtete Mulde, deren östlicher Flügel sich an den Gneiß des Eulengebirges anlehnt und bei Waldenburg bergbaulich aufgeschlossen ist. Ihr westlicher Flügel tritt in Böhmen bei Schatzlar wieder zu Tage, während ihre ganze mittlere Partie durch Rotliegendes und Kreide ausgefüllt wird. Die dortige Kohlenformation führt 31 abbauwürdige Flötze mit 42,28 m Kohle. Im Laufe der Ablagerung des niederschlesischen Kohlengebirges erfolgten zahlreiche Durchbrüche von rotem Quarzporphyr, die zum Teil auffallende Contacterscheinungen bewirkten (s. S. 293 u. 294).

In Oberschlesien**) wird die Steinkohlenformation durch den Culm eröffnet, welcher sich im Westen an die devonische Zone von Zuckmantel-Sternberg anlehnt, indem er von Oberschlesien aus in südlicher Richtung nach Österreichisch-Schlesien und Mähren bis in die Gegend von Brünn fortsetzt und einen Flächenraum von mehr als 400 Quadratmeilen einnimmt. Er führt *Posid. Becheri*, *Goniatites sphaericus*, *Calamites transitionis*, *Lepid. Veltheimianum* u. a. und hat mit dem Culm des Oberharzes die meiste Verwandtschaft. Der Kohlenkalk ist nur an dem südöstlichen Ende des oberschlesischen Steinkohlenbeckens bekannt und führt namentlich *Productus semireticulatus* und *P. giganteus*. Das productive Steinkohlengebirge bildet verschiedene, inselartig aus dem umgebenden Diluvium sich erhebende Partien, deren größte sich zwischen Gleiwitz und Myslowitz ausdehnt. Sie gehören jedoch augenscheinlich ein und demselben Ablagerungs-

*) A. Schütze. Geognost. Darstell. des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens. Abhandl. z. geol. Specialk. v. Preußen. Bd. III. Heft 4. 1882. — E. Dathe. Geol. Beschr. d. Umgegend von Salzbrunn. Ebend. Heft 43. 1892. S. 82—149.

**) Ferd. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Carbon. Formation. S. 39—104 Steinkohlenformat. von W. Runge. — D. Stur. Siehe S. 449. — Th. Ebert. Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschles. Steinkohlengeb. Abh. d. k. pr. geol. La. H. 49. Berlin 1895. — H. Potonié. Florist. Gliederung. ebend. H. 24. 1896.

gebiete an, dessen Größe über 400 Quadratmeilen betragen wird, und sind nur oberflächlich durch Auflagerung jüngerer Schichtcomplexe getrennt. Die Gesamtmächtigkeit der oberschlesischen 404 Steinkohlenflötze wird auf 454 m berechnet, — das Xaveri-Flötz allein erreicht bis 46 m Mächtigkeit. Höchst interessant ist das Vorkommen mariner Fossilien, nämlich *Orthis*, *Chonetes*, *Nucula*, *Arca*, *Goniatites*, *Nautilus*, *Bellerophon* u. a., vorzüglich aber von *Productus longispinus*, *Orthoceras undulatum*, *Bellerophon Uri*, *Chonetes Hardrensis* in bestimmten, dem unteren productiven Steinkohlengebirge (der Rybniker oder Ostrauer Stufe) angehörigen Schichten, — eine Erscheinung, welche auf eine zeitweilige Überflutung des flachen Küstenlandes durch das Meer hinweist. Ferner stellen sich Brackwasserconchylien, wie *Anthracomya* und *Modiola* innerhalb einzelner Schichten des gesamten dortigen Obercarbons oft massenhaft zusammengehäuft ein. Gleiches gilt von dem Vorkommen von *Lingula*, *Discina* und *Aviculopecten* (Ebert). Altvulkanische Ergussgesteine fehlen im oberschlesischen Carbon.

Über die Gliederung und Parallelisierung des Carbons beider schlesischen Becken gewährt folgende Zusammenstellung einen Überblick:

		Niederschlesien	Oberschlesien
Ober-carbon	Oberes (= Ottweiler Sch.)	Radowenzer Schichten Schwadowitzer Schichten (Ida-Stollner Flötzzug)	—
	Mittleres (= Saarbrücker Sch.)	Schatzlarer Schichten (= Hangenzug). Reichhennersdorf-Hartauer Schichten	Karwiner Schichten (Schrauer, Nicolaier u. Rudaer Sch.)
	Unteres (= Millstone Grit).	Flötzleerer Sandstein Waldenburger Schichten (= Liegendzug).	Ostrauer (= Rybniker) Schichten, Flötzleerer Goloneger Sandstein.
Unter-carbon		Culm und Kohlenkalk	Culm u. Kohlenkalk

Im Inneren von Böhmen nimmt das productive Obercarbon an der Bildung einer Anzahl von in das Silur und die älteren krystallinen Gesteine eingesenkten Becken teil, so desjenigen von Kladno-Rakonitz, des von Pilsen, von Radnitz und Nirschan. Von der in denselben entwickelten kohlenführenden Schichtenreihe gehört jedoch nur der liegende Complex zum Carbon (Radnitzer Schichten), während die höheren Flötze und deren Zwischenmittel zum Rotliegenden (s. d.) zu rechnen sind. In Mähren besitzt der Culm eine große Verbreitung; aber nur westlich von Brünn bildet die productive Steinkohlenformation mit 3 Flötzen von 8—9 m Gesamtmächtigkeit einen schmalen, gegen 42 km langen Zug zwischen dem Syenit im Osten und Gneiß im Westen (Rossitz-Oslawaner Becken).

In den Ostalpen ist das Untercarbon als Culm und Kohlenkalk, das Obercarbon als Fusulinenkalk in Wechsellagerung mit Schiefern und Grauwacken, welche Landpflanzen führen, entwickelt*). In den centralen und westlichen Alpen hingegen ist nur das Obercarbon und zwar in terrestrer Facies zur Ablagerung gelangt. Obercarbon und Rotliegendes werden hier gewöhnlich durch einen als Verrucano bezeichneten Complex vertreten. Derselbe setzt sich zusammen aus Conglomeraten, Sandsteinen und z. T. kohligen Thonschiefern, welche aber meist dynamometamorphisch in Sericitschiefer, chloritische Schiefer, Sericitgneiße, Glimmerschiefer und Anthracitschiefer umgewandelt und denen Lager von Porphyrit, Melaphyr und Quarzporphyr eingeschaltet sind**).

In Russland nimmt die carbonische Formation, wenn auch zum großen Teile von Perm und Jura überlagert, einen ungeheuren Raum ein, indem sie in Form eines flachen, tellerartigen Beckens mehr als ein Drittel des europäischen Russlands zu unterteufen scheint. Der westliche Rand dieses Bassins tritt in einem Streifen zu Tage, welcher sich vom weißen Meere bis südlich von Moskau erstreckt, während sich sein östlicher Rand an den Ural anlegt. Die carbonische Formation ist hier fast ausschließlich als mariner Kohlenkalk zur Entwicklung gelangt, und zwar das Obercarbon als Fusulinenkalk zu oberst mit *Chonetes uralica* und *Spirifer supramosquensis* (Gshel-Stufe Nikitin's), darunter mit *Spirifer mosquensis* (Moskau-Stufe Nikitin's). Unter letzterer folgt das Subcarbon in Gestalt von Kohlenkalk mit *Prod. giganteus*, unter diesen kohlenführende Schichten mit *Lepidodendren* und *Stigmarien* und endlich als unterstes Subcarbon wiederum ein mariner Kalk mit *Productus mesolobatus*. Die eigentliche obere, productive Kohlenformation ist auf verhältnismäßig beschränkterem Gebiete durch ein isoliertes Becken am Donetz vertreten, welches freilich 225 Flötze besitzen soll. Letztere wechsellagern nach V. v. Möller 6—8 mal mit Fusulinen- und Productuskalken.

Von den übrigen europäischen Territorien kann an dieser Stelle nur erwähnt werden, dass das Carbon in Italien nur in Toscana und auf Sardinien bekannt ist, wo es in Gestalt pflanzenführender, obercarbonischer Schiefer, Conglomerate und schwacher Flötze erscheint, — dass ferner die productive Steinkohlenformation in Frankreich nur sehr beschränkte Verbreitung besitzt (Anteil an der belgischen Mulde, ferner im Centralplateau die Mulde von St. Etienne, endlich die Becken von Autun und Creuzot), aber in ihren obersten Stufen bereits mehr den Charakter des deutschen Unterrotliegenden annimmt, — dass in Spanien und Portugal

*) F. Frech. Die Karnischen Alpen. Halle 1894. S. 302.

**) A. Rothpletz. Die Steinkohlenformat. am Tödi. Abh. d. schweiz. pal. Ges. VI. Zürich 1880. — L. Milch. Beitr. z. Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892.

der Culm ansehnlichere Ausdehnung erlangt, in Asturien aber auch das Obercarbon mit eingelagerten Fusulinenkalken vertreten ist, — dass endlich sowohl Kohlenkalk und Culm, wie productive Steinkohlenformation auf der Bären-Insel, auf Nowaja Semlja und auf Spitzbergen entdeckt worden sind *). In Asien sind carbonische Schichten am Altai und am Amur, Fusulinenkalke in Japan und China, obercarbonische Productuskalke in der Salt Range Indiens nachgewiesen. Enorm ist nach v. Richthofen die Verbreitung der productiven Kohlenformation in China. Finden sich in diesem Lande Kohlenlager auch noch im Rhät und im Jura, so gehören doch die mächtigsten und verbreitetsten Flötze der carbonischen Formation an. Allein das Carbongebiet von SO-Shansi nimmt ein Areal von 634 deutschen □ Meilen ein und enthält überall ein 5—10 m mächtiges Hauptflötz von vorzüglichem Anthracit, sowie Eisenerzlager. In der Provinz Shantung sind zwischen die kohlenführenden Schichten Bänke von Kohlenkalk mit *Prod. semireticulatus* eingeschaltet **)

Am großartigsten auf der ganzen civilisierten Erdoberfläche ist die carbonische Formation in Nordamerika entwickelt. Sie breitet sich dort über sechs größere Territorien aus, welche freilich zum Teil durch spätere Schichtenstörungen und Auswaschungen in zahlreiche isolierte Partien zerrissen worden sind: 1. das große appalachische Kohlenfeld (s. Fig. 50 u. 307), welches sich an den Westabfall der Alleghanykette anlegt und sich über bedeutende Teile von Pennsylvanien, Ohio, Virginien, Kentucky, Tennessee und Alabama ausbreitet. Die von dem Hauptbecken abgetrennten und nahe seinem östlichen Rande in den centralen Landstrichen Pennsylvaniens auftretenden Mulden dieses Steinkohlengebirges führen ausschließlich Anthracit, die Hauptfelder nur bituminöse Kohle. Die abbauwürdige Steinkohle soll dort bei einer stellenweisen Gesamtmächtigkeit von etwa 40 m ein Areal von 2400 geogr. Quadratmeilen einnehmen. 2. Das Illinois- und Missouri-Kohlenfeld, etwa ebenso groß, wie das vorher erwähnte, gehört den Staaten Illinois, Indiana, Kentucky, Iowa, Missouri, Kansas und Arkansas an. 3. Das Kohlenfeld von Michigan, 200 Quadratmeilen groß. 4. Das Kohlenfeld des nördlichen Texas. 5. Das Kohlenfeld von Rhode-Island, etwa 34 Quadratmeilen groß. 6. Die Kohlenfelder von Nova Scotia und New-Brunswick, etwa 740 Quadratmeilen groß. An der Nordküste von Nova Scotia bei Pictou werden 4 Flötze abgebaut, welche 43, 8, 4 und 1,3 m Mächtigkeit haben; an der Westküste kennt man zwar 76 Steinkohlenflötze, von denen jedoch nur 7 abbauwürdig sind. Das

*; O. Heer. *Flora fossilis arctica*. Bd. IV. Zürich 1877. — F. Toul. *N. Jahrb.* 1875. S. 225. — Ders. *Sitzb. d. k. k. Akad. d. Wiss.* Wien I. 1873, 1874, 1875. — A. G. Nathorst. *Foss. Flora d. Polarländer*. I. 4. Stockholm 1894.

**; F. v. Richthofen. *China*. Bd. II. Berlin 1882. Kap. 9. S. 399 u. f.

Carbon gliedert sich auf dem amerikanischen Continente wie in Europa in zwei Abteilungen. Höchst übersichtlich ist dort die verschiedenartige (terrestre und marine) Facies jeder dieser beiden letzteren zur Ausbildung gelangt. Das Subcarbon wird gebildet im Osten durch den Kohlen-Culm, bestehend aus Sandsteinen und Conglomeraten mit schwachen Kohlenflötzen und reichlichen Lepidodendren, local mit Kohlenkalkbänken. Weiter nach Westen schwellen letztere an, bis sich inmitten des Continentes das ganze Subcarbon aus unterem Kohlenkalk aufbaut. Dieser zeichnet sich durch seinen unübertroffenen Reichtum an Crinoideen, Blastoideen, rugosen Korallen und Brachiopoden aus und gliedert sich von unten nach oben in folgende Horizonte: a. Kinderhook-Gruppe mit viel *Productus semireticulatus*; b. Burlington-Kalk zum Teil fast ausschließlich aus Crinoideen-Resten bestehend; c. Keokuk- und Warsaw-Kalk mit *Archimedes reversa* (daher Archimedes-Kalk), viel rugosen Korallen, besonders *Zaphrentis*; d. St. Louis-Kalk mit *Melonites*, *Lithostroton*, *Productus*; e. Chester-Schiefer und Kaskaskia-Kalke, wiederum mit *Archimedes*, *Pentrematites*, *Poteriocrinus* und vielen anderen Crinoideen. Das Obercarbon besteht im Osten aus dem echten flötzreichen Kohlengebirge mit Sigillarien, Calamiten und Farnen, nebst vereinzelt zwischengelagerten Kalkbänken. Nach Westen zu nehmen letztere an Zahl und Mächtigkeit stetig zu, bilden sich zu Fusulinenkalken aus und drängen den steinkohlenführenden Sandsteincomplex ganz in den Hintergrund, bis sie endlich in den Rocky Mountains (Colorado) zur Alleinherrschaft gelangen, so dass hier Unter- und Obercarbon, sowie auch Perm (s. d.) ein einheitliches marines Kalksteinsystem bilden.

Die Bildung der Steinkohlenflötze. Da nicht nur die Schieferthone, welche die Steinkohlenflötze begleiten, mit Pflanzenresten angefüllt sind, sondern auch in der Kohle selbst die Form der Vegetabilien, aus denen sie hervorgegangen, zuweilen noch überliefert ist, da ferner in der Steinkohle, wie Göppert, Dawson, Bailey und namentlich Gümbel zeigten, die organische Textur der ihr zu Grunde liegenden Pflanzen durch und durch in erkennbaren Formen erhalten ist, so kann über den vegetabilischen Ursprung derselben ein Zweifel nicht obwalten. Aus eben diesen Beobachtungen ergibt sich ferner, dass nur Land- und Sumpfpflanzen, nie aber Seetange, einen Anteil an der Massenbildung der Steinkohle genommen haben. Obenan stehen die Sigillarien mit ihren Wurzelstöcken, den Stigmarien, in manchen Flötzen auch wohl Farnstrünke (*Caulopteris*), in solchen subcarbonischen Alters die Lepidodendren, an sie reihen sich die Calamiten, Cordaiten und untergeordnet Farnwedel. Generation folgte auf Generation — die absterbenden Pflanzen sanken zu Boden, ihre faulenden Reste häuften sich zu gewaltigen Pflanzenmassen an, um von Schlamm und Sand bedeckt die einzelnen Stadien des Verkohlungsprocesses (siehe S. 273) zu durchlaufen und sich allmählich zu Steinkohle und Anthracit umzugestalten.

Letzteres findet namentlich dort statt, wo der ursprüngliche Schichtenbau der carbonischen Formation bedeutende Störungen erlitten hat, so dass die sich bei dem Verkohlungsprocesse entwickelnden Gase leicht durch Risse entweichen konnten. Dies ist z. B. bei den Anthracit-Bassins von Pennsylvanien der Fall gewesen.

Die bei weitem vorwiegende Anzahl der Steinkohlenflötze wurde aus Pflanzen gebildet, welche an Ort und Stelle gewachsen waren, ist also autochthon. Dass dem so ist, geht, ganz abgesehen von der großen horizontalen Ausdehnung mancher Kohlenflötze (das Pittsburger Flötz soll ein Areal von 900 deutschen Quadratmeilen einnehmen), sowie von der Reinheit der Steinkohle, ferner abgesehen von der vollständigen Erhaltung des zartesten Details, z. B. der Farnwedel, namentlich daraus hervor, dass die Schieferthone, welche das Liegende der Flötze bilden (die Sohl-schieferthone, underclay), außerordentlich häufig von Wurzelstöcken und Wurzeln von solchen Pflanzen erfüllt und durchwuchert sind, deren Stämme, Zweige und Blätter sich auf diesen Schieferthonen, der damaligen Erdoberfläche, zu einem Kohlenflötze aufgespeichert finden (Fig. 303). Die in diesen



Fig. 303. Profil an der Joggins-Küste von Nova Scotia. Nach Dawson.

- 1 Sohl-schiefer mit Stigmarien-Wurzelfasern.
 - 2 grauer Sandstein mit aufrecht stehenden Sigillarien- und Calamiten-Stämmen.
 - 3 Kohlenflötz, 6 Zoll mächtig.
 - 4 Sohl-schiefer mit Stigmarien-Wurzelfasern.
- a und b Calamiten.
c Stigmarien, zum Teil mit Wurzelfasern.
d hohler Sigillarienstrunk, 3 m hoch, mit Dendropteris, Papp. (S. 464).

Wurzelthonen so häufigen Stigmarien werden sogar meist mit noch anhaftenden, wie zu Lebzeiten nach allen Richtungen ausstrahlenden Anhängen gefunden, so dass ein Zweifel darüber, dass sie an Ort und Stelle gewachsen, ausgeschlossen ist*). In einem Bohrloche bei Kattowitz in Oberschlesien wurden innerhalb eines 670 m mächtigen Schichtencomplexes 27 Horizonte derartiger Stigmarienschiefer constatirt, deren jeder das Liegende eines Steinkohlenflötzes bildet Potonié l. c. . An den westlichen Gestaden von Nova Scotia, den Joggins, wiederholen sich innerhalb einer Schichtenreihe von 4700 m 76 solcher Wurzelhorizonte, deren jeder

*) H. Potonié. Autochthonie d. Kohlenflötze. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 4.

von einer wenn auch schwachen Kohlschicht bedeckt wird, ja in sehr vielen Fällen noch aufrecht stehende Sigillarien- und Calamiten-Strünke trägt. Dergleichen in ihrer ursprünglichen Stellung, zum Teil noch im Zusammenhange mit ihren Rhizomen und Wurzeln erhaltene Stämme kennt man vorzugsweise in dem Kohlenreviere von Saarbrücken, ferner in dem von St. Etienne (Fig. 304), von Lancashire, Staffordshire in England; an den

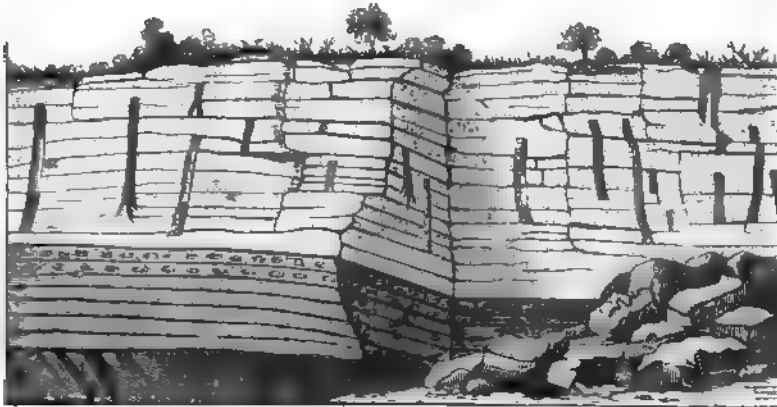


Fig. 304. Aufrechte Stämme im Kohlensandstein von St. Etienne in Frankreich. Zu unterst Steinkohlenflöz, darüber Schieferthon mit Sphärosiderit-Nieren, — dann Kohlensandstein mit aufrechten Stämmen.

felsigen Ufern von Nova Scotia hat man 18 Horizonte mit aufrechten Stämmen über einander beobachtet. Die vielfältige Wiederholung solcher Landpflanzen führenden Horizonte und Steinkohlenflöze zwischen mächtigen Schichtenreihen von Sandsteinen und Schieferthonen und getrennt durch solche, oder gar durch Kohlenkalkbänke marinen Ursprungs, lassen sich kaum anders als durch Überflutungen erklären; aus jeder derselben ging ein System von Sand- und Schlamm-, zuweilen auch Kalkschichten hervor, jedem Stillstand entspricht das Emporwuchern einer Pflanzendecke auf dem neu angeschwemmten Grunde und die Entstehung eines Kohlenflötzes. Für derartige Vorgänge bieten die nordamerikanischen Waldmoore, »Swamps«, vielfache Analoga.

Wenn nun auch die autochthone Entstehung der Flötze in bei weitem den meisten Steinkohlengebieten zweifellos ist, so dürfte doch in manchen kleineren Becken die Bildung von Kohlenflötzen auch allochthon, d. h. durch Anhäufung fluviatil zusammengeschwemmter pflanzlicher Reste vor sich gegangen sein*). Für diese Thatsache spricht u. a. das häufige Vorkommen von plattgedrückten Rindenrohren, aus denen der Holzkörper entfernt (herausgeflößt) ist, die Seltenheit ganzer Stämme, die Mischung

*) C. Ochsenius. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1892. S. 84.

von gut erhaltenen Zweigstücken und Blütenständen mit vermoderten Fragmenten, die vielfach zu beobachtende getrennte Anhäufung von Hölzern, Blättern und Samen. Fayol und ähnlich auch Renault nehmen für solche Fälle und zwar zunächst für die Steinkohlenbecken des französischen Centralplateaus an, dass Ströme, welche große Massen von Geröll, Kies, Sand und Schlamm, sowie Stämme, Äste, Wedel und Blätter aus den Pflanzendickichten ihrer Entwässerungsgebiete mit sich führten, bei ihrem Eintritte in ruhige Seebecken das von ihnen transportierte Material in Form flacher Deltas abgesetzt hätten. In unmittelbarer Nähe der Flussmündungen wurden die groben Gerölle und Kies, weiter hinaus der feinere Schlamm und am weitesten entfernt die vegetabilischen Massen abgesetzt. Durch fortwährende Vergrößerung des Schuttkegels schob sich die Flussmündung immer weiter vor, die einzelnen Ablagerungszonen rückten immer weiter seewärts, die Kiese und Sande überschritten die an ihrem Fuße abgelagerte, randlich aber immer an Ausdehnung gewinnende pflanzliche Schicht, also das spätere Steinkohlenflötz.

Eruptivgesteine, Schichtenstörungen und Gangbildungen im Gebiete carbonischer Formationen. Die hauptsächlichsten Eruptivgesteine der carbonischen Periode sind Diabase, Porphyrite und Melaphyre, sowie Quarzporphyre, welche ganz ähnlich wie die des Devons im engsten Zusammenhange mit den Sedimenten jenes Zeitalters stehen, indem sie nicht selten durch Tuffe mit ihnen verknüpft sind. Der Schauplatz großartigster vulkanischer Eruptionen war Schottland im Beginne der Carbonzeit. An zahllosen Stellen in den Thälern und an den Küsten dieses Landes und der ihm westlich vorgelagerten Inseln, von Arran bis nach Edinburgh sieht man Diabase, Porphyrite und deren Tuffe in bis 600 m mächtigen Lagern und Complexen dem unteren Subcarbon eingeschaltet. Ähnliches wiederholt sich auch in anderen Teilen Britanniens, z. B. in Devonshire, ferner im Lahngebiete, im Oberharz (Lautenthal) sowie in der Umgegend von Bleiberg in Kärnten, wo subcarbonische Grauwacken, Sandsteine und Thonschiefer in der regelmäßigsten Weise mit Diabasgesteinen wechsellagern. Charakteristische Beispiele deckenförmiger basischer Eruptivergüsse im Obercarbon sind die Melaphyrlager der Steinkohlenformation von Zwickau, sowie der Mansfelder Gegend. Mit der Eruption der letzteren ging der Auswurf von schlackig-blasigen Bomben Hand in Hand, die jetzt local Lagen von Haufwerk oder isolierte Einsprenglinge in den dortigen obercarbonischen Sandsteinen bilden (Fig. 304 b), — Verhältnisse, welche auf das lebhafteste an gewisse Aufschlüsse am Fuße des Roderberg-Vulkanes oberhalb Bonn erinnern, wo in ganz analoger Weise Bomben und Lapilli von recenter Lava zwischen geschichtetem Rheinsande und -kies auftreten.

Eruptionen von Quarzporphyr haben in Deutschland während des

Obercarbons, z. B. in dem Kohlenbassin von Flöha in Sachsen, stattgefunden. Hier durchsetzte er die unteren Schichten des Steinkohlengebirges, breitete sich darüber in etwa 60 m Mächtigkeit aus und wurde dann wiederum von jungcarbonischen Sandsteinen, Schiefern und dünnen Kohlenflötzen überlagert, so dass er jetzt als vollkommen gleichförmige Einschaltung zwischen beiden erscheint. Obercarbonischen Alters sind auch die Granitstücke des Erzgebirges, Ostthüringens, des Fichtelgebirges und des Harzes (s. S. 297 u. f. und 448), welche local noch den Culm metamorphosiert haben, während die Conglomerate des Rotliegenden Rollstücke der Granite und ihrer Contactgesteine umfassen.

In die Mitte und gegen den Schluss der Carbonzeit fiel der Hauptact einer Auffaltung der archaischen und paläozoischen Schichten zu jenen Gebirgen, als deren seitdem durch Denudation und erneute Dislocationen erniedrigte und umgestaltete Ruinen die jetzigen centraleuropäischen Mittel- und Rumpfgebirge (s. S. 176) übrig geblieben sind. Hierher gehören die Ardennen, das rheinische Schiefergebirge, der Taunus, die Vogesen, der Schwarzwald, der Odenwald, das Fichtelgebirge, der Frankenwald, das Erzgebirge und das Riesengebirge, welche die Reste des ursprünglich ziemlich einheitlichen variscischen Gebirgszuges (Sueß) repräsentieren. Von einem zweiten, mehr westlich gelegenen Faltengebirge ebenfalls jung carbonischen Alters (dem armorikanischen Gebirgszuge) legen die Rumpfschollen im westlichen und nordöstlichen Frankreich, in Belgien und Südengland Zeugnis ab.

Mit diesem gebirgsbildenden Schub steht zunächst die Erscheinung in ursächlichem Zusammenhange, dass das productive Steinkohlengebirge an weit von einander entfernten Stellen discordant auf dem bereits steil aufgerichteten Subcarbon auflagert (so in Schlesien, in Sachsen, in den Ostalpen, in Südfrankreich, in Spanien), — während anderwärts auch die Schichten der oberen Steinkohlenformation noch von dem Zusammenschub ergriffen, gefaltet, geknickt, verworfen und von Überschiebungen betroffen worden sein können. Einige instructive Beispiele derartiger Dislocationen mögen durch die folgenden Profile vor Augen geführt werden. Fig. 305 zeigt die steil zusammengefaltete Inde- und Burtscheider Mulde sowie den Südflügel der vom Devon überschobenen und zwar zickzackförmig gefalteten Worm-Mulde der Gegend von Aachen. Fig. 306 veranschaulicht die ebenfalls zickzackförmige Knickung des steil aufgerichteten Südflügels der Mulde

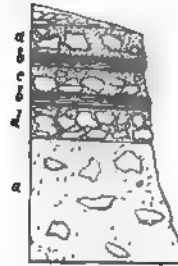


Fig. 304b. Profil zwischen Bödechen und Leimbach unweit Mansfeld. (H. Crd.)

a Rothbrauner, lockerer Sandstein mit einzelnen Melaphyranwürfeln. — b Dünnschichteter Sandstein ohne solche. — c Sandstein mit viel Bomben. — d Haufwerk von Auswürflingen; zusammen etwa 10 m mächtig.



Fig. 305. Profil durch die Inde-Mulde, die Bertscheider Mulde und den Südflügel der Worm-Mulde bei Aachen. Nach Holzapfel.
 a = Cambrium; — b-c = Devon; — f = Kohlenkalk; — g = productive Steinkohlenformation; — si = Überschiebung

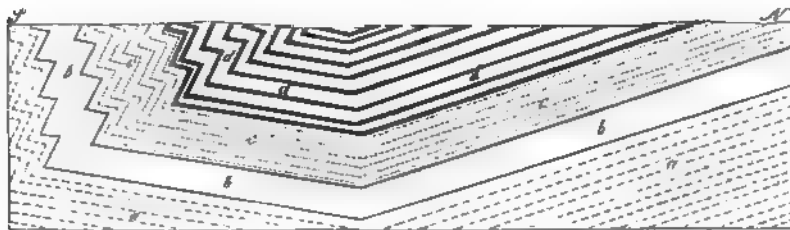
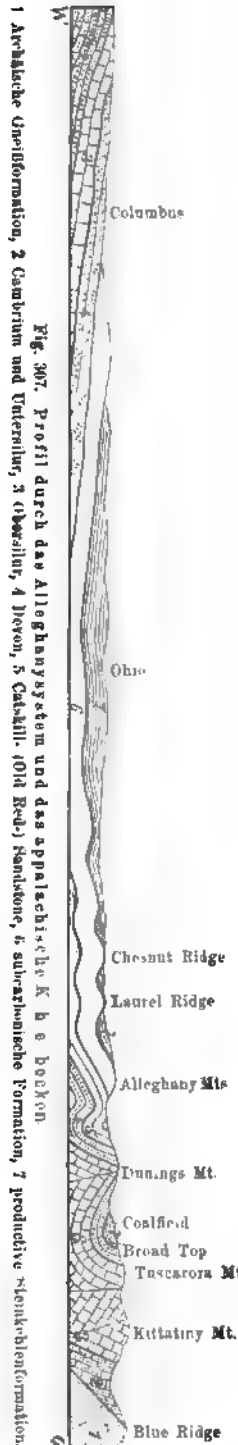


Fig. 306. Ideales Profil der Mulde von Mons.
 a Devonische Formation. — b Kohlenkalk. — c Flötsleerer Sandstein. — d Productive Kohlenformation.

von Mons in Belgien. Analoge Dislocationerscheinungen wiederholen sich in Westfalen.

Ganz ähnliche Schichtenstörungen machten sich im Osten Nordamerikas am Ende der carbonischen Periode geltend. Durch seitlichen Druck wurden hier die carbonischen und sämtliche altpaläozoischen Schichtencomplexe zu lauter unter sich und der heutigen atlantischen Küste parallelen Falten zusammengeschoben, deren Steilheit und Höhe im Osten, also im eigentlichen Alleghany-Systeme ihr Maximum erreicht, nach Westen zu aber abnimmt und zwar so, dass sie proportional ihrer Entfernung vom atlantischen Oceane flacher werden (siehe Fig. 50, S. 174 und Fig. 307).

Sehr häufig sind Verwerfungen mit derartigen Faltungen verknüpft, stellen sich aber auch in sonst wenig dislocierten Steinkohlengebieten ein. Bei geringer Sprunghöhe äußern diese Verwerfungen nur einen untergeordneten Einfluss auf die Lagerungsverhältnisse (Fig. 308). Zuweilen aber wiederholen sie sich in kleinen Zwischenräumen in so großer Anzahl, dass eine vollständige Zerstückelung des Kohlengebirges eingetreten ist, welches dann aus regellos durch einander geschobenen Gebirgsschollen besteht (Fig. 309). Andererseits erreichen manche derartige Dislocationen so großartige Dimensionen, dass die Verschiebung der durch die Verwerfung getrennten Flügel mehrere Hundert Meter beträgt. So hat die unter dem Namen Münsterergewand bekannte Verwerfung die Schichten eines Theiles der Eschweiler Mulde über 250 m, die Oberhohndorfer Hauptverwerfung einen Flügel des Zwickauer Carbons um 450 m in die Tiefe gerückt; die



»Sutan« genannte Verwerfung in der Ruhrgegend bewirkt einen Sprung von 200 m; auf dem Ninety-fathomdyke, einer mit Sandsteinmasse ausgefüllten Kluft, ist der nördliche Teil der Kohlenformation von Newcastle über 330 m in die Tiefe gesunken, so dass Zechstein in der Fortsetzung der Kohlenflöze liegt. Noch bedeutendere Dimensionen er-

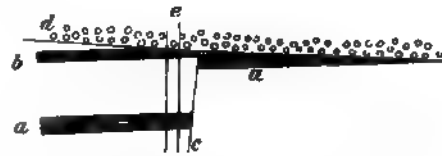


Fig. 308. Verwerfene Steinkohlenflöze. Helene-Schacht bei Lugau in Sachsen. Nach Sievert.
a u b Flöze — c Verwerfung. — d Mittelteil liegendes discordant auf dem verworfenen und denudierten Obercarbon. — e Helene-Schacht.
Maßstab 1:2000.

reichen die Verwerfungen, welche den Westabfall der Alleghanies in Nordamerika begleiten, so z. B. in Süd-West-Virginien, von wo Sprünge von 2 bis 3000 m beschrieben sind und der Kohlenkalk in das Niveau des Untersilurs gerückt worden ist. Zuweilen hat auf derartigen Verwerfungsspalten eine vollständige Überschiebung älterer über jüngere

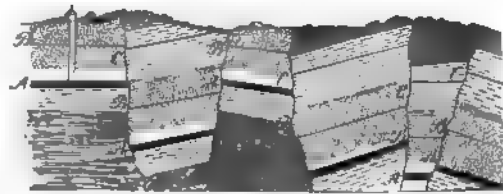


Fig. 309. Profil im Kohlenrevier von Ankland in Durham.
A, B, C Kohlenflöze.

Schichtencomplexe stattgefunden, so ist in dem belgisch-nordfranzösischen Kohlenbecken das Silur, Devon und Subcarbon auf einer sanft nach S fallenden Zerreißungsfläche, die sich bereits von Aachen aus über Lüttich bis Boulogne verfolgen lässt, über das Obercarbon hinaufgeschoben worden (siehe Fig. 127, S. 332).

Waren in den eben angeführten Beispielen Verwerfungen der carbonischen Schichtensysteme die Ursache eines zum Teil außerordentlich schwierigen Abbaues der Steinkohle, schädigten also den Mineralreichtum eines Landes, so haben andere, auch das Carbon durchsetzende und verwerfende Spalten Gelegenheit zur Entstehung gangförmiger Erzlagernstätten gegeben und damit Objecte so großartiger bergbaulicher Unternehmungen geschaffen, wie es z. B. die Bleiglanzgänge des Clausthaler Ganggebietes im Oberharze sind*). Zur Zeit des Obercarbons wurden die Devon- und Culmschichten des jetzigen Oberharzes zu einem ost-westlich streichenden Sattel aufgewölbt, der sich aus einer größeren Zahl paralleler, mehr oder minder eng zusammengeschobener Falten und öfters überkippter und zuweilen überschobener Einzelsättel, diese mit Faltenverwerfungen (Ruscheln) aufbaute. Dieses System wurde später von unzähligen, annähernd parallelen Verwerfungsspalten durchsetzt, welche dasselbe in lauter treppenförmig gegen S absteigende Stufen zerlegten. Eine Anzahl dieser Spalten sind durch Absätze aus Mineralquellen zu Erzgängen umgestaltet worden und repräsentieren jetzt das Gangsystem des Oberharzes, speciell des Clausthaler Districtes. Derselbe umfasst außer der nächsten Umgebung Clausthals die Gegend von Grund, Wildemann, Lautenthal, Bockswiese und Schulenberg. Die in ihm aufsetzenden Gänge sind zusammengesetzte Gänge. Nur ihr Liegendes ist durch ein scharfes Salband ausgezeichnet, nach dem Hangenden zu sind sie durch weitgehende Zertrümmerung des Nebengesteines mit letzterem geradezu verwoben, so dass die Gänge mit Einschluss dieser ihrer Trümerzonen 30 bis 40 m Mächtigkeit erreichen können. Die Gänge selbst treten in dem Clausthaler Plateau zu 40 Zügen zusammengruppiert auf, von welchen der Burgstädter, Zellerfelder, Rosenhöfer und Silbernaaler Zug direct um und unter Clausthal und Zellerfeld, die sechs übrigen etwas weiter entfernt liegen. Die in diesen Gängen vorherrschenden Erze sind silberreicher Bleiglanz und Zinkblende (daneben Kupferkies und Schwefelkies, seltener Fahlerz und Bournonit), die sie begleitenden tauben Gangmineralien Quarz, Kalkspat und Schwerspat; Fragmente des Nebengesteines, also von Grauwacke und zerquetschtem Thonschiefer (Gangthonschiefer) sind sehr häufig und geben dann oft Veranlassung zur Ausbildung von Cocardenstructur (Fig. 450 S. 347). Innerhalb der Gangkörper concentrieren sich die Erze gewöhnlich zu Erzmitteln oder Erzfällen. In

*) A. v. Groddeck. Über die Erzgänge d. nw. Oberharzes. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 693. — Z. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen. Bd. XXI. Taf. 1 u. 2. S. 1. — F. Klockmann. Z. d. D. geol. Ges. 1893. S. 253. — Ders. Z. f. prakt. Geol. 1893. S. 466. — Ders. in: Berg- u. Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 4—64.

der Regel wurden die Gangspalten zur Ursache großartiger Verwerfungen, wie z. B. bei dem Grünlindener Gang und dem Hauptgang von Bockswiese (s. Fig. 340). Hier wird das Liegende dieser Gänge zu oberst von Kramenzalk, darunter von Calceola-Schiefen und unter diesen von Spiriferensandstein, also von Devon, — ihr Hangendes von Culm mit Posid. Becheri und unterhalb dieses von Kramenzalk, also Oberdevon gebildet. Die Höhe dieser Verwerfung beträgt mehr als 2000 m. Die Bildung der Clausthaler Erzgänge fällt wesentlich in die Zeit des Obercarbons, hat sich aber durch das Perm hindurch fortgesetzt, auch haben sich Neubildungen von Spalten sowie Wiederaufreibungen der alten Gänge selbst noch bis in die jüngsten Perioden wiederholt.

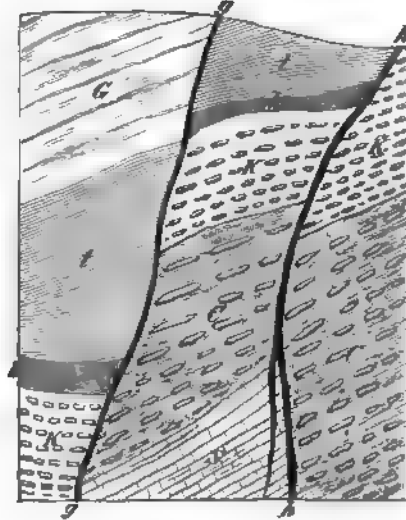


Fig. 340. Profil durch den Johann-Friedricher Schacht bei Bockswiese. Nach v. Groddeck.

A Bockswieser Hauptgang. — B Grünlindener Gang. — C Spiriferensandstein. — D Calceolasschiefer und Goniatit-Schiefer. — E Kramenzalk. — F Culmkiesel-schiefer. — G Culmthonschiefer. — H Culmgrauwacke.

Auch die berühmten, ihrer Natur nach freilich von den Clausthaler weit verschiedenen Zink- und Bleiglanzlagerstätten der Gegend von Aachen setzen zum größten Teile in carbonischen Schichten auf. Die Hügelreihe jenes Districtes besteht aus devonischen Schiefen und Kalksteinen, Kohlenkalk, oberer Kohlenformation und Kreide. Die paläozoischen Schichtensysteme sind sattel- und muldenförmig, z. T. saiger, ja überkippt gestellt (vergl. Fig. 305, S. 482), während die Kreide ziemlich horizontal darüber liegt. Die dort auftretenden Erze sind Zinkblende, Bleiglanz und Schwefelkies mit Kalkspat und Quarz vergesellschaftet, oft in schaliger Anordnung. Gegen ihr Ausgehendes hin sind sie in Galmei, Weißbleierz, Brauneisenerz umgewandelt. Sie bilden 1. Gänge im Kohlenkalke, 2. Contactlager zwischen Kohlenkalk und den darüber liegenden carbonischen Schiefen, sowie zwischen ersterem und den devonischen Gesteinen, 3. isolierte Nester im Kohlenkalke und Devon, 4. lagerförmige Imprägnationen gewisser carbonischer Schiefer und devonischer Kalksteine. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse der Zinkerzlagerstätten des angrenzenden Belgiens.

Zum Schlusse möge noch ein ganz eigentümliches Gangvorkommen an dieser Stelle Erwähnung finden. Der nördliche Teil der englischen Provinz New-Brunswick in Nordamerika besteht zum Teil aus bituminösen, intensiv riechenden, schwarzbraunen, an der Luft bleichenden, dünnblättrigen

Schiefern der subcarbonischen Formation, welche zahlreiche Reste von Ganoidfischen führen. Diese Schichtenreihe wird von einem Asphalt-

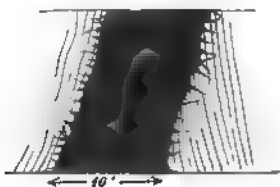


Fig. 311. Asphaltgang in der Albert-Mine in New-Brunswick. Nach Dawson.

gänge (Fig. 311, durchsetzt, dessen Mächtigkeit zwischen 4 und 6 m schwankt und der durchweg aus reinem glänzenden Asphalt mit ausgezeichnet muscheligem Bruche besteht, den man dort nach der ihn abbauenden Albert-Mine Albertit nennt. Hier und da umschließt derselbe einige Fragmente des Nebengesteines, fast überall aber dringt er in Form kleiner Adern und Trümer in die Klüfte und Spalten der benachbarten Schiefer und bildet eine

große Anzahl von Nebentrümmern. Dieser Gang war augenscheinlich ursprünglich eine Spalte, die sich mit aus dem bituminösen Nebengestein stammendem Petroleum anfüllte, welches durch Verlust der flüchtigen Kohlenwasserstoffgase und durch teilweise Oxydation verdickt und in Asphalt umgewandelt wurde.



Fig. 312. *Glossopteris indica* Feistm.

Die Glossopteris-Facies und die Eiszeit des Obercarbons*). In der Umgebung des indischen Océanes, nämlich in Südastralien, Südafrika und Indien sind in enormer Verbreitung mächtige kohlen- und pflanzenführende Schichtensysteme entwickelt, welche sich durch den einheitlichen Typus ihrer Floren als zu einem ursprünglich zusammenhängenden Ablagerungsgebiete gehörig erweisen und in ungestörter, ziemlich schwebender Lagerung und in beinahe kontinuierlicher Reihe eine fast ausschließlich terrestre Facies des Carbons, des Perms und der Trias vorstellen. In Australien und Südafrika beginnen dieselben mit Schichten, welche *Lepidodendron* und z. T. auch *Sigillaria* und *Stigmaria* enthalten und den europäischen *Culm* repräsentieren. Auf sie, in Indien discordant auf das Urgebirge, folgt nun ein mächtiges, z. T. flötzreiches System (s. umstehende Tabelle), das trotz des durchaus abweichenden Habitus seiner Flora eine Äquivalentbildung des Obercarbons der nördlichen Hemisphäre ist.

*] W. Waagen. Die carbonische Eiszeit. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. S. 143. — O. Feistmantel. Die pflanzen- u. kohlenführend. Schichten in Indien, Afrika etc. Sitzber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1887. — Ders. ebend. 1888. S. 584. — A. Schenck, Glacialerscheinungen in Südafrika. Verh. d. deut. Geogr.-Tages. Berlin 1889. S. 143. — F. Noetting. Glacialschichten in d. Salt-Range. N. Jahrb. 1896. II. S. 61.

Ihr auffallendes Gepräge erhalten diese Floren dadurch, dass in ihnen, trotzdem sie in Australien und Indien in Vergesellschaftung mit typischen Kohlenkalken auftreten, doch die charakteristischen Pflanzen der Steinkohlenformation, also *Sigillaria*, *Lepidodendron*, *Asterophyllum*, *Annularia* u. s. w. fast sämtlich fehlen, dass diese vielmehr bereits mesozoischen Formen Platz gemacht haben. Unter letzteren sind vor allen zwei Farn-gattungen, *Glossopteris* (Fig. 342) und *Gangamopteris* als die verbreitetsten, dann *Sagenopteris*, *Voltzia*, *Noeggerathiopsis*, *Pterophyllum*, *Schizoneura*, *Phyllotheca* und *Vertebraria* hervorzuheben.

Südaustralien.		Indien.	Afrika.
Perm	Hawkesbury-Schichten	Obere Gondwana-Formation: Panchet-Schichten	Obere Karoo-Formation: Beaufort-Schichten
Glossopteris-Facies des Ober-Carbons	Newcastle-Steinkohlenformation und Stony-Creek-Schichten mit <i>Glossopteris</i> , wechsellagernd mit marinen Carbonkalken	Untere Gondwana-Formation: Damuda-Kohlenformation Kaharbari-Schichten. In d. Salt-Range unterer Productuskalk.	Untere Karoo-Formation: Ekka-Schichten (Kimberley-Schiefer
	glacial Bacchus Marsh-Conglomerat	Talchir-Conglomerat	Dwyka-Conglomerat und Vaal-Conglomerat.
Untercarbon	Lepidodendron-schichten	—	Lepidodendron-schichten

Das Verschwinden der echt carbonischen Flora und das Auftreten dieser neuen Pflanzenvergesellschaftung von mesozoischem Typus steht in jedem der oben bezeichneten Areale in Verknüpfung mit gewissen auffallenden Erscheinungen, welche man als Spuren einer carbonen Eiszeit der südlichen Hemisphäre gedeutet hat. Dieselben offenbaren sich im Auftreten grundmoränenartiger Conglomerate an der Basis des *Glossopteris*-Systems (siehe obige Tabelle). In der mergeligen und sandsteinartigen Grundmasse derselben liegen wirr und ordnungslos große und kleine Geschiebe zerstreut, die ziemlich häufig poliert, gekritz und geschrammt erscheinen, wodurch diese Conglomerate eine große Ähnlichkeit mit dem norddeutschen Geschiebelehm gewinnen. In Indien und Südafrika ist der Untergrund derselben local glatt geschliffen und geschrammt (siehe S. 257).

Die permische Formation.

Unter permischer Formation begreifen wir denjenigen Schichtencomplex, dessen Ablagerung unmittelbar auf die Steinkohlenformation gefolgt und der Triasformation vorausgegangen ist, so dass sich seine unteren Niveaus nicht selten auf das innigste an erstere, seine oberen Horizonte eng an letztere anschließen.

Die Permformation ist ähnlich wie ihr Vorläufer, das Carbon, innerhalb ihres weiten Verbreitungsgebietes in zwiefacher Facies zur Ablagerung gelangt, nämlich entweder als Absatzproduct von Flüssen und Binnengewässern auf dem Festlande, sowie als solches der angrenzenden Flachsee und austrocknender Meeresbuchten, — oder aber als dasjenige des offenen Oceans, besitzt also im ersten Falle eine fluviatile, limnische und litorale, im zweiten eine pelagische Facies.

Die erstere, die Binnenfacies der postcarbonischen Formation, baut sich demnach einerseits aus Conglomeraten, Sandsteinen und Letten mit den Resten von landbewohnenden Tieren und Pflanzen, anderseits aus Kalksteinen und Dolomiten mit solchen einer verarmten Flachseefauna, sowie aus Gyps und Steinsalz, den Producten der Verdunstung abgeschlossener Meeresbuchten auf und ist nach dieser in manchen ihrer Gebiete entwickelten Zweigliederung als Dyas bezeichnet worden. Ihre pelagische Facies hingegen ist an die Areale des marinen Carbons, des Kohlenkalkes, gebunden, bildet dessen ungestörte, directe Folge und besteht deshalb ebenfalls wesentlich aus Kalksteinen mit der formenreichen Fauna des offenen Meeres.

Bei dem Verfolge der permischen Ablagerungen gehen wir von deren in Deutschland ausschließlich vertretenen, hier zuerst bekannt gewordenen typischen Binnenfacies, der deutschen Dyas aus. Ihr schließen sich als analoge Gebilde die permischen Ablagerungen Englands, Frankreichs, der südtiroler Alpen, Centralrusslands und des östlichen Nordamerika an.

A. Die Binnenfacies des Perm.

Die Dyas Deutschlands.

Allgemeine Litteratur über die deutsche Dyas.

- J. C. Freiesleben. Geogn. Beitrag zur Kenntniss des Kupferschiefergebirges. 4 B. Freiberg 1807—1815.
 E. F. Germar. Die Versteinerungen des Mansfelder Kupferschiefers. Halle 1840.
 H. R. Göppert. Die fossile Flora der permischen Formation. Kassel 1854.
 H. B. Geinitz. Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1864; Nachträge z. Dyas. I. 1880. II 1882. III. 1884.

Die deutsche, zwischen die productive Kohlenformation und die untere Trias eingeschaltete Schichtenreihe gliedert sich in zwei petrographisch und paläontologisch scharf geschiedene Abteilungen, eine untere, terrestre Conglomerat-Sandstein-Formation mit den Resten einer Landflora und -fauna, das Rotliegende, und eine obere Kalkstein-Dolomit-Gyps-Formation mit den Resten der verarmten Fauna flacher, eintrocknender Meeresbuchten, die Zechstein-Gruppe.

1. Das Rotliegende.

Petrographischer Charakter. Das Rotliegende ist eine durchschnittlich 500 m, stellenweise, z. B. in Bayern, mehr als 2000 m mächtige Schichtenfolge von Conglomeraten, Sandsteinen und Schieferletten. Die Conglomerate bestehen aus nuss- bis kopfgroßen Geschieben und Geröllen aller möglichen älteren Gesteine, so von Granit, Diabas, Diorit, Gneiß, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Quarzit, Kieselschiefer u. s. w. Zu ihnen gesellen sich namentlich in dem oberen Rotliegenden Geschiebe von Porphyren und von Melaphyr, welche von nur wenig älteren Ergüssen dieser Eruptivgesteine abstammen. Alle diese Rollstücke werden durch ein quarziges, thoniges oder sandsteinartiges, selten kalkiges Bindemittel, welches in den meisten Fällen eine höchst charakteristische, durch Eisenoxyd bewirkte rote Färbung besitzt, mehr oder weniger fest zusammengehalten. Diese Conglomerate bilden zum Teil sehr mächtige Schichten, von denen grob- und feinkörnige mit einander abwechseln. Die Sandsteine sind meist aus eckigkantigen Körnern von Quarz, zuweilen (bei den Arkosen) auch solchen von Feldspat oder Kaolin und einem gewöhnlich thonigen, seltener kalkigen oder kaolinigen Bindemittel zusammengesetzt. Rote und rötlichbraune Farben herrschen vor, grüne und graue Färbung ist jedoch nicht ausgeschlossen. Die oberste Zone der Sandsteine und Conglomerate des Rotliegenden ist z. B. im Mansfeldischen, in Hessen und Thüringen durch Auslaugung entfärbt, hat eine weiße oder graue Farbe angenommen und ist deshalb Weißliegendes oder Grauliegendes genannt worden. Der Schieferletten oder Rötelschiefer, ein blut- bis bräunlichroter, sehr eisenoxydreicher Schieferthon, tritt in oft mächtigen Zwischenlagerungen zwischen den Conglomeraten und Sandsteinen auf. Kalksteine und zwar zum Teil dolomitische Kalksteine erscheinen nur sehr untergeordnet in der Schichtenreihe des Rotliegenden, bilden meist flach linsenförmige Einlagerungen, selten langanhaltende Bänke und sind zum Teil versteinerungsführend (Stegocephalen im Plauen'schen Grund bei Dresden und vom Ölberg bei Braunau in Böhmen). Letzteres ist auch bei den bituminösen Schieferthonen (Brandschiefern) der Fall, welche z. B. bei Weißig, Oschatz und Chemnitz in Sachsen, bei Oberhof in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen u. a. O. im Rotliegenden flötzartige Lager bilden. Da sich die Ablagerung der unteren Dyas direct an die Bildung der productiven Kohlen-

formation anschließt, so kann es nicht auffallen, dass auch die unteren Horizonte des Rotliegenden Steinkohlenflötze führen, welche jedoch bei weitem nicht die Mächtigkeit, Zahl und Bedeutung derjenigen des carbonischen Zeitalters besitzen. Solche kohlenführende Schichtenreihen sind die des Unterrotliegenden im Saar-Rheingebiete, im Döhlener Becken bei Dresden, in den Kladno-Pilsener Becken in Böhmen, ferner diejenigen bei Crock im Thüringer Walde, bei Stockheim in Bayern (Fig. 313), bei Gröna

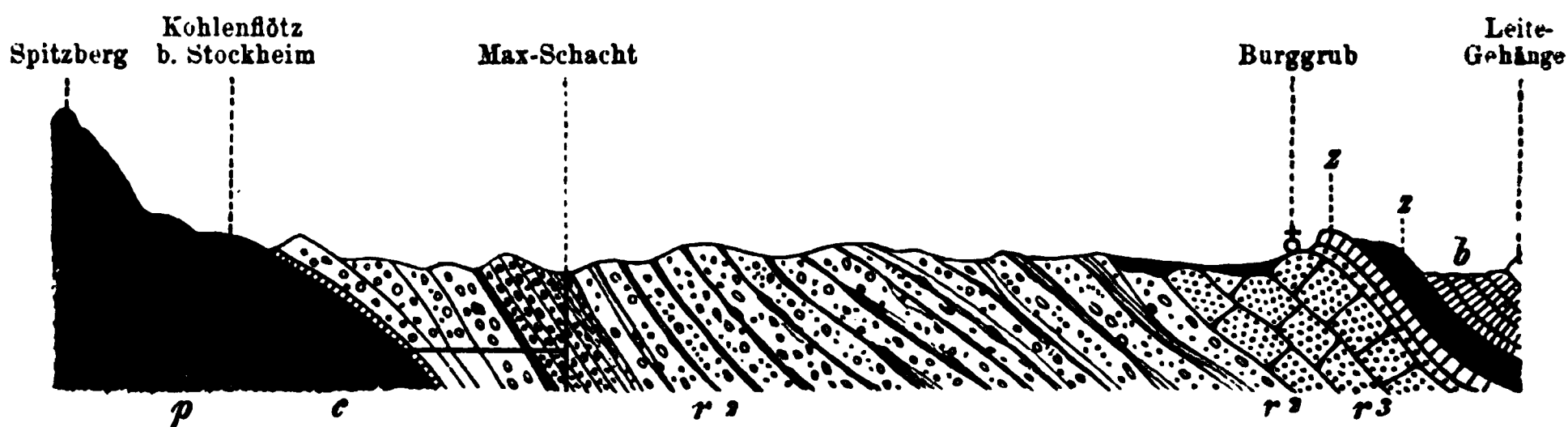


Fig. 313. Profil durch das Rotliegende und die Zechsteinformation von Stockheim am Frankenwalde. Nach *Gümbel*, geogn. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1870. S. 555.

p Culm. — *c* unteres Rotliegendes mit dem Stockheimer Kohlenflötz. — *r¹* mittleres Rotliegendes. — *r²* oberes Rotliegendes. — *z* Zechstein und rote Letten. — *b* Lederschiefer und Sandsteine des unteren Buntsandsteines.

und Chemnitz in Sachsen, bei Manebach im Thüringer Walde, sowie das von Meisdorf und Opperde am nördlichen und auch wohl dasjenige von Ilfeld am südlichen Harzrande. Endlich umschließen die Schieferthone und Letten des unteren Rotliegenden z. B. bei Lebach im Saargebiete versteinungsreiche Nieren von thonigem Sphärosiderit in solcher Menge, dass dieselben als Eisenerz ausgebeutet werden. Auch Kupfererze (Malachit, Lasur, Kupferkies, Buntkupfererz) treten in dem Rotliegenden und zwar in Form von Imprägnationen namentlich bei Sangerhausen, als Sanderze im Weißliegenden, ferner an zahlreichen Stellen des nördlichen Böhmens auf, wo sie z. B. bei Böhmischesbrod, Hohenelbe und Radowenz in bestimmten Sandsteinzonen concentrirt sind und Calamiten-Steinkerne imprägnieren und incrustieren.

Paläontologischer Charakter. Die verhältnismäßig formenarme Fauna und Flora des Rotliegenden hat sich einen ausgesprochen paläozoischen Charakter bewahrt, schließt sich auf das engste an jene des carbonischen Zeitalters an und repräsentiert gewissermaßen die letzten Reste und Nachzügler der dahinschwindenden paläozoischen organischen Welt. Die Flora des Rotliegenden besteht aus cycadeenähnlichen Pflanzen, Coniferen und Calamiten, namentlich aber Farnen. Unter diesen sind die Geschlechter *Calamites* (mit dem charakteristischen *C. gigas* Brongn.), *Annularia* (*A. stellata*), *Asterophyllites* (*A. radiiformis*), *Sphenopteris* (*S. germanica*), *Neuropteris*, *Callipteris* (*C. conferta*, Fig. 314, *C. Naumanni*), *Callipteridium* (*C. gigas*), *Taeniopteris* (*T. multinervis*, *T. abnormis*), *Ale-*

thopteris, Odontopteris durch ziemlich zahlreiche Arten vertreten, auch die Gattung Pecopteris (*P. arborescens* Brongn.) ist weit verbreitet. Dagegen sind *Lepidodendron*, *Sigillaria* und *Stigmaria*, so massenhaft in der carbonischen Periode, nur noch durch einige wenige seltene Arten vertreten. Auch *Sphenophyllum* kommt noch vor. Die Stämme der baumartigen Farne dieses Zeitalters sind z. T. durch Verkieselung in großer Schönheit erhalten. Hierher gehören *Psaronius* (Fig. 315) und *Tubicaulis*.



Fig. 314.
Callipteris conferta Brongn.



Fig. 315. *Psaronius Cottai* Corda.
Querschnitt eines Stammstückes mit bandförmigen Gefäßbündeln, umgeben von einer Schicht von Nebenwurzeln.



Fig. 316. *Walchia piniformis* Schloth.

Neben diesen Farnestrünken finden sich auch verkieselte Cordaiten- und Coniferen-Stammstücke von bis über einen Meter Durchmesser. Namentlich sind die Gegenden von Flöha, Chemnitz in Sachsen, von Radowenz in Böhmen und der Kyffhäuser reich an solchen verkieselten Stämmen (*Araucarioxylon*). Eine große Bedeutung erlangen durch ihre Häufigkeit und Verbreitung die Zweige einer Conifere *Walchia* (Fig. 316) (*W. filiciformis* Schloth. sp. — *W. piniformis* Schloth. sp.) mit pfriemenförmigen, gekielten Blättern.

Die cycadeenähnlichen Pflanzen sind durch die Gattungen *Pterophyllum* und *Medullosa* (*M. stellata*), die Cordaiten durch mehrere häufige und weitverbreitete Arten von *Cordaite*s und *Cordaioxylon* vertreten.

Die Fauna des Rotliegenden beschränkt sich naturgemäß auf Bewohner des Landes und des Süßwassers. Als solches sind zu nennen von Muscheln: *Anthracosia*, von Insekten*) die Reste von Schaben (*Blattina*

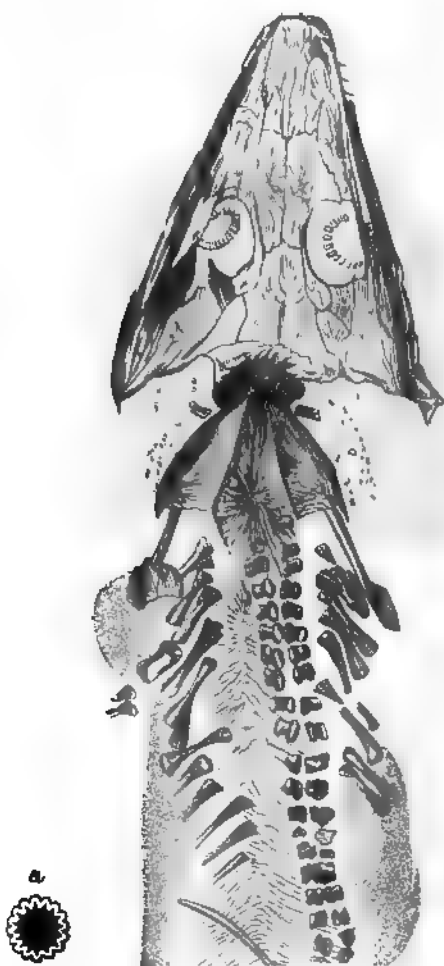


Fig. 317. *Archegosaurus Desheri* Goldf.
a Querschnitt durch einen Zahn, vergrößert.

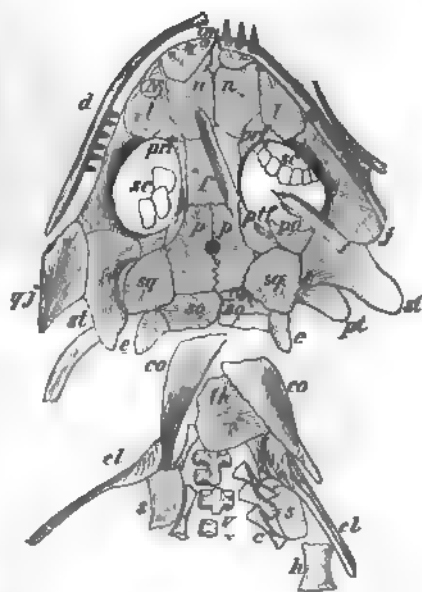


Fig. 318. *Pelosaurus laticeps* Oedner
d Unterkiefer, sm Intermaxillaria, n Nasalia, l Lacrymalia, prf Praefrontalia, f Frontalia, p Parietalia, ptf Postfrontalia, po Postorbitalia, qj Quadratojugalina, j Jugalia, st Supratemporalia, sq Squamosa, so Supraoccipitalia, e Epitica, se Scleralring. — th Episternum, co Claviculae, cl Scapulae, s Coracoidea, h Humerus. — v Wirbel, c Rippen.

und *Etoblattina*; Weißig), cyprisartige Schalenkrebse (*Estheria*), namentlich aber von Fischen die heterocercalen, kleinschuppigen Ganoiden, vertreten durch *Palaeoniscus* (*vratislaviensis* F. Röm.), *Amblypterus* (*macropterus* Ag.) und *Acanthodes* (*gracilis* F. Röm.), ferner Süßwasser-

* E. Geinitz. N. Jahrb. 1873, S. 694. u. 1875, S. 4., sowie Nov. act. Leop. Carol. Bd. XLI. Pars II. 1880.

haie (*Xenacanthus Decheni* Beyr.), sowie Dipnoier (*Ctenodus obliquus* Fritsch, dem lebenden *Ceratodus* nahestehend).

Eine große Entfaltung erlangen die Stegocephalen oder Schuppenlurche im mittleren Rotliegenden Deutschlands, welche sich durch ihre

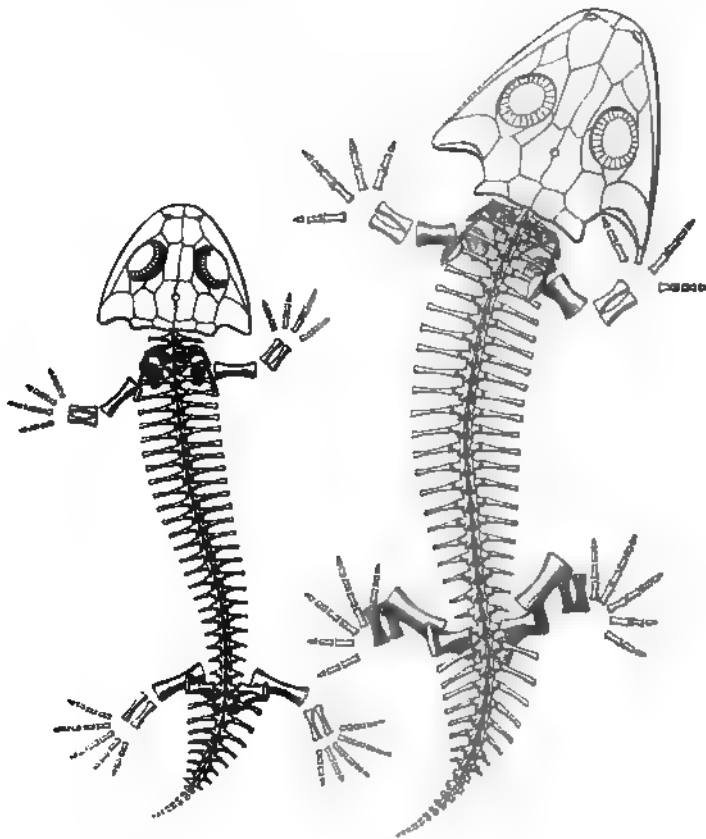


Fig. 319.

Fig. 320.

Fig. 319. *Branchiosaurus amblystomus* Cred. (restauriert).

Fig. 320. *Pelosaurus laticeps* Cred. (restauriert; vergl. Fig. 319).

bereits sehr weit gediehene Differenzierung in zahlreiche Gruppen und Gattungen und den auf solche Weise erzeugten Formenreichtum kundgibt. Manche Arten und zwar vorzüglich deren kimentragende Larven sind local in erstaunlicher Anzahl der Individuen vergesellschaftet. Hierher gehört das Vorkommen von *Archegosaurus Decheni* Goldf. (Fig. 347) und *A. latirostris* Jord. in den Sphärosiderit-Nieren der Lebacher Schichten des Saarbeckens*), — dasjenige von *Branchiosaurus (Protriton) petrolei*

*) H. v. Meyer. Reptilien d. Steinkohlenformation etc. Palaeontograph. 1857. Bd. VI.

Gaudry im Mittel-Rotliegenden von Manebach, Oberhof (K. v. Fritsch) und Friedrichroda (E. Weiß) im Thüringer Walde, — endlich dasjenige von *Branchiosaurus amblystomus* Cred. (Fig. 319), *Pelosaurus laticeps* Cred. (Fig. 318 u. 320), *Archegos. Decheni* Goldf. (Fig. 317), *Melanerpeton pulcherrimum* A. Fr., *Acanthostoma vorax* Cred., *Hylo-nomus Fritschi* Gein. und Deichm. sp., *Petrobates truncatus* Cred., *Discosaurus permianus* Cred. und *Sclerocephalus labyrinthicus* aus einem Kalksteinflötze im mittleren Rotliegenden bei Niederhässlich im Plauen'schen Grunde bei Dresden *).

Aus dem rotliegenden Kalke von Braunau in Böhmen sind von A. Fritsch beschrieben *Branchios. umbrosus* A. Fr., *Melanerpeton pulcherrimum* A. Fr., *Chelydosaurus Vranskyi* A. Fr.; von demselben aus der Gaskohle von Nyrschan u. a. *Branchiosaurus*, *Dolichosoma*, *Ophiderpeton*, *Urocordylus*, *Limnerpeton*, *Keraterpeton*, *Microbrachis* **). Zu diesen Amphibien gesellen sich nun im Kalkstein des Plauen'schen Grundes in *Palaeohatteria longicaudata* Cred. und *Kadariosaurus priscus* Cred. die ersten, jedoch noch sehr primitiven rhynchocephalenartigen Reptilien. Auch Fußtapfen z. T. riesiger Vierfüßler sind bekannt, so bei Friedrichroda, Tambach und Kabarz in Thüringen ***), bei Hohenelbe in Böhmen.

Gliederung. Als typische Beispiele der Gliederung des Rotliegenden mögen an dieser Stelle die folgenden angeführt werden.

Das Rotliegende des **Saar-Rheingebietes** schließt sich eng an die obere Steinkohlenformation (die Ottweiler Schichten) an, und gliedert sich nach Weiß †) wie folgt:

II. Oberrotliegendes, ohne vulkanische Ergüsse und ohne organische Reste.

7. Kreuznacher Schichten (Grebe), Rötelschiefer und Sandsteine.

6. Waderner Schichten, grobe Melaphyr- u. Porphyrconglomerate und braunrote Sandsteine.

I. Unterrotliegendes.

5. Söterner Schichten, mit Porphyrtuffen u. Ergüssen von Porphyrit und Melaphyr (Grenzmelaphyr).

4. Tholeier Schichten; Arkosen, Schieferthone u. vulkanische Ergüsse.

3. Lebacher Schichten; graue Arkosen, Sandsteine und Schieferthone; schwache Kalksteinlager; zu oberst die thoneisensteinführenden Acanthodes-

* Herm. Credner. Stegocephalen und Saurier aus d. Rotl. des Plauen'schen Grundes. Teil I bis X. Z. d. D. geol. Ges. 1884 bis 1893 (Separat bei R. Friedländer u. Sohn. Berlin.) — Ders. Urvierfüßler des sächs. Rotlieg. Allg. verst. naturw. Abh. Nr. 15. Berlin 1894. — Geinitz u. Deichmüller. Nachträge z. Dyas. II. 1882; III. 1884.

** A. Fritsch. Fauna d. Gaskohle u. d. Kalkst. d. Permformation. B. I. u. II. H. 1 u. 2. Prag 1879—85.

*** W. Pabst, Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 570; 1896, S. 638 u. S. 808.

† E. Weiß. Erl. zu Blatt Lebach 1889. — Ders. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet. Bonn 1869—1872.

Schichten mit *Archegosaurus*, *Acanthodes*, *Amblypterus*, *Walchien*, *Cordaiten*, *Callipteris conferta*, *Odontopteris obtusa* u. a. Stöcke und Lager von Quarzporphyr, Porphyriten und Melaphyr.

2. Obere Cuseler Schichten; Sandsteine, Arkosen, Schieferthone und Arkosen mit Kalkstein- und Kohlenflötzen; *Walchien*, *Pecopteris arborescens*, *Call. conferta*, *Neuropt. imbricata*, *Anthracosien*.

1. Untere Cuseler Schichten; rote Schieferthone und Sandsteine, mit kalkigen Bänken; erstes Erscheinen von *Callipteris conferta* und *Cal. gigas*.

Darunter die Ottweiler Schichten des obersten Carbons (S. 470).

Das Rotliegende des Schwarzwaldes und zwar dasjenige der Gegend von Lahr wird von H. Eck *) wie folgt gegliedert:

3. Oberes Rotliegendes: roter Granitgrus mit Knauern von Dolomit und Schnüren von Carneol; rote Schieferthone und gefleckte Sandsteine; darunter local Porphyragglomerate.

2. Mittleres Rotliegendes: Porphyrtuffe, Porphyrdecken, gleichalterig mit rotem Schieferthon, dieser mit *Gampsonyx*, *Estheria*, *Walchia piniformis*.

1. Unteres Rotliegendes: lichtgraue Arkosesandsteine wechselnd mit Schieferthonen (hierauf *Calamites infractus*, *Neuropteris cordata*, *Odontopteris obtusiloba*, *Cordaites Roesslerianus* und *Ottonis*).

Dieselbe Gliederung zeigt das Rotliegende von Oppenau im nördlichen Schwarzwalde, dessen unterster Stufe die früher zum Carbon gerechneten pflanzenführenden Schichten angehören **).

Auch im Elsass ist das Rotliegende in gleicher Weise entwickelt ***) und zwar sind dessen unterste (Trienbacher) Schichten Äquivalente derjenigen von Oppenau.

Das Rotliegende des Thüringer Waldes haben Beyschlag, Scheibe und Zimmermann †) wie folgt gegliedert:

III. Oberrotliegendes.

5. Tambacher Schichten, polygene und Porphyrconglomerate mit Sandsteinen und Schieferthonen (*Walchia*, *Tierfährten*).

II. Mittelrotliegendes (= Lebacher Schichten).

4. Oberhöfer Schichten, vorwiegend Eruptivdecken, getrennt durch Tuffe, rote Sandsteine und Schiefer, Kalkschiefer mit Kalksteinlagen, bei Oberhof und Friedrichroda mit *Branchiosaurus petrolei* und *Gampsonyx*, Melaphyre, Porphyrite, Quarzporphyre, Orthoklasporphyre.

3. Goldlauterer Schichten, Conglomerate und grobe Sandsteine mit Schieferthonen, diese z. B. bei Crock mit schwachen Steinkohlenflötzen und mit z. B. *Walchien*, *Cordaiten*, *Calamites gigas*, *Annularia stellata*, *Callipteris conferta*.

*) H. Eck. Erl. z. geogn. Karte d. Umgegend v. Lahr. Lahr 1884. S. 72.

**) T. Sterzel. Die Flora des Rotliegenden von Oppenau. Heidelberg 1895.

***) E. W. Benecke u. L. van Werveke. Das Rotliegende d. Vogesen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 45.

†) F. Beyschlag. Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 396. — Über Crock vergl.: Ders. Zeitsch. f. Naturw. Halle 1882. S. 574.

I. Unterrotliegendes (= Cuseler Schichten).

2. Manebacher Schichten. Conglomerate, Sandsteine und Schieferthone mit schwachen Kohlen- und Kalksteinflötzen, so bei Manebach-Kammerberg, Gehlberg, Mordfleck; mit Walchien, *Odont. obtusa*, *Pecopt. arborescens* und *abbreviata*, *Cal. gigas*, *Cal. Suckowi*, *Sigillaria Brardii* u. a.
4. Gehrener Schichten, Arkosen, Schieferthone, Sandsteine, Breccien mit Steinkohlenschmitzen z. B. bei Ruhla, Gehren, Stockheim mit Walchien, *Callipt. gigas*, *Callipteris conferta*, *Pec. arborescens*, *Sigillaria orbicularis*, *Cordaites* u. a., Porphyrite, Melaphyre, Quarzporphyre und Tuffe.

Die Pflanzenführung dieser Schichten hat **Potonié** beschrieben und parallelisiert die letzteren von rein paläontologischem Standpunkt wie folgt*):

4. Tambacher, Oberhöfer und Goldlauterer Schichten = Übergangszone zum Zechstein mit *Ullmannia Bronni* und *Baiera digitata*.
3. Crocker Schichten = Lebacher Schichten.
2. Manebacher und Gehrener Schichten = Cuseler Schichten.
4. Stockheimer Schichten = Übergangszone zum Carbon.

In der **Mansfelder Gegend** und am südlichen Harzrande beschränkt sich die Vertretung des Rotliegenden auf dessen obere, direct vom Zechstein überlagerte Abteilung, bestehend aus Porphyrconglomeraten und darüber Schieferthonen**). Die liegenden, früher allgemein zum Rotliegenden gerechneten Sandsteine und Quarzconglomerate nebst den kohlenführenden Complexen von Grillenberg und Ilfeld sind neuerdings zum Obercarbon (Ottweiler Schichten; siehe S. 471) gezogen worden, während Sterzel die Zugehörigkeit des Ilfelder Kohlengebirges zum Unterrotliegenden festhält. Die hangendsten Schichten des Oberrotliegenden sind gewöhnlich durch Auslaugung entfärbt (Weißliegendes) und enthalten z. B. bei Sangerhausen Imprägnationen von Kupfererzen (Sanderze).

Im **erzgebirgischen Becken** lagert das Rotliegende discordant auf

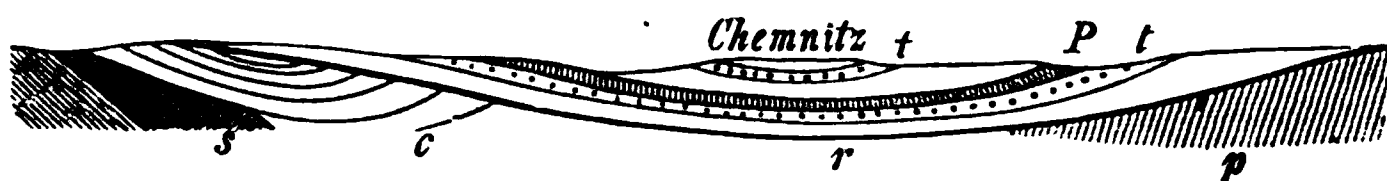


Fig. 321. Profil durch das erzgebirgische Rotliegend-Becken bei Chemnitz.
Nach Siegert.

p erzgebirgischer Phyllit. — *s* Silur von Draisdorf. — *c* Culm von Ebersdorf. — *r* Rotliegendes.
(*P* Quarzporphyr. — *t* Tuff.)

der oberen productiven Steinkohlenformation auf (Fig. 321) und gliedert sich nach Siegert und Sterzel***) von oben nach unten wie folgt:

* H. Potonié. Die Flora des Rotliegenden in Thüringen. Berlin 1893. — Ders. Abh. d. k. pr. geol. La. Neue Folge H. 24. Berlin 1896. S. 9.

** K. von Fritsch. Zeitsch. f. Naturw. Halle 1888. S. 114.

*** Th. Siegert. Erläut. zu den Sectionen Chemnitz, Lugau u. Meerane, sowie Profile durch das Steinkohlenrevier Lugau-Ölsnitz. — T. Sterzel, VII. Ber. d. naturw. Gesellsch. z. Chemnitz 1878—1880. S. 155. Ferner: Flora des Rotliegenden im nordwestl. Sachsen. Pal. Abhandl. Berlin 1886.

2. Oberes Rotliegendes. Ziegelrote, oft kalkhaltige oder dolomitische Letten spielen eine wichtige Rolle, teils für sich als Schieferletten, teils als Bindemittel der Conglomerate und Sandsteine. Die Conglomerate enthalten Gerölle von Porphyren, Melaphyren und Tuffen. Einlagerungen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen fehlen, ebenso organische Reste. Mächtigkeit bis 800 m. — Auf dieses obere Rotliegende folgen direct die Plattendolomite des oberen Zechsteines.

1. Mittleres Rotliegendes.

b. Obere Abteilung. Vorherrschend braunrote Kaolinsandsteine, sowie Schieferletten und Conglomerate mit erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen. Local mit Kohlenflötzen, Dolomit- und Kalkplatten. Mehrfache Ergüsse von Quarzporphyr, Melaphyr, Pechstein, sowie mehrfache mächtige Tuffeinlagerungen. Haupthorizont der verkieselten Coniferen, Cordaiten, Psaronien, Calamiten und Medullosen. Außerdem mit *Callipteris Naumanni* Gutb., *Callipterid. gigas* Gutb. sp., *Pecopt. pinnatifida* Gutb. sp., *Pec. arborescens* Schloth. sp., *Taeniopteris abnormis* Gutb., *Calamites infractus* Gutb., *Cal. gigas* Brongn., *Asteroph. radiiformis* Weiß, *Annularia stellata* Brongn., *Cordaitea principalis* Germ., *Walchien*. Mächtigkeit bis 300 m.

a. Untere Abteilung. Vorherrschend grobe Conglomerate mit local bis metergroßen erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen, neben diesen solche von carbonischen Porphyren und Melaphyren, local Fragmente von Steinkohle. Mit verkieselten Cordaioxylon- und Araucarioxylon-Stämmen. Untergeordnet Quarzsandsteine, arkoseartige Sandsteine und z. T. kalkhaltige Schieferletten. Vereinzelte Einlagerungen von Schieferthonen und Kohlenflötzen (sog. wildes Kohlengebirge). Namentlich letzteres mit *Sphenopteris fasciculata* Gutb., *Sphenopteris punctulata* Naum., *Mixoneura obtusa* Weiß, *Callipteridium gigas* Gutb. sp., *Cordaitea principalis* Germ. sp., *Walchia piniformis* Schloth., *Araucarioxylon*, *Cordaioxylon*.

Unteres Rotliegendes (Cuseler Stufe) fehlt. Das erzgebirgische Mittel-Rotliegende entspricht den Lebacher Schichten des Saargebietes. Gleiches gilt von den an Pflanzen- und Tierresten reichen Rotliegend-Ablagerungen von Saalhausen bei Oschatz und Weißig bei Pillnitz.

Das Steinkohlengebirge des Plauenschen Grundes (des Döhlener Beckens) zwischen Dresden und Tharandt*) gehört nach Sterzel dem Unterrotliegenden an.

Dieses flötzführende Unterrotliegende besteht aus grauen Sandsteinen, Schieferthonen und Conglomeraten mit 3 Steinkohlenflötzen, das oberste bis 5 m mächtig, zu unterst mit dem Lager von Wilsdruffer Porphyrit, enthält eine permo-carbonische Mischflora mit *Callipt. praelongata* Weiß, *Walchia piniformis* Schloth., *Calamites striatus* Cotta, *C. major* Weiß, *Psaronius polyphyllus* O. Feist. u. a., aber keine Spur von *Sigillaria* und *Lepidodendron*. Das sich concordant und ohne jede scharfe Grenze anschließende Mittelrotliegende besteht *a.* aus bunten Schieferletten, Sandsteinen und Thonsteinen mit einigen Kohlenflötzen und Kalksteinbänken, letztere mit der S. 494 aufgezählten reichen *Stegocephalen*- und *Saurierfauna*, außerdem mit *Pecopteris Geinitzi* Gutb., *Pec. gigas* Gutb., *Scolecopt. elegans* Zen., *Psaronien*, *Cal. gigas* Brong., *Walchia piniformis* Schloth. — *b.* zu oberst aus Gneiß- und Porphyrconglomeraten nebst Breccientuffen, und einer Decke von Quarzporphyr.

*) R. Beck. Erläut. zu den Sectionen Dresden, Wilsdruff, Kreischa und Tharandt; ferner Zeitsch. f. prakt. Geol. 1893. S. 20. — R. Hauße. Profile durch das Becken des Plauenschen Grundes. 3 Taf. Leipzig 1891. — T. Sterzel. Flora d. Rotliegenden im Plauenschen Grunde mit 13 Tafeln. Abh. d. k. S. Ges. Wiss. B. XXXII. Leipzig 1893.

Auch die oberen auf die Radnitzer Schichten (S. 474) folgenden Horizonte der Steinkohlen führenden Ablagerungen **Mittelböhmens** (die Nyrchaner Schichten mit der an Stegocephalen reichen Gaskohle, darüber die Kounova'er Schichten) sind nach C. Feistmantel dem Rotliegenden zuzurechnen.

Gesteinseruptionen während der Ablagerung des Rotliegenden. Zwischen den beschriebenen sedimentären Gesteinen des Rotliegenden und sehr zahlreichen Einlagerungen und Durchbrüchen von Eruptivgesteinen herrscht eine so innige Verknüpfung, dass die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung fraglos ist. Die Gesteine, welche während der Bildung des Rotliegenden, begleitet von Sand- und Aschenauswürfen, in glutflüssigem Zustande die bereits abgelagerten Schichten durchbrachen und sich auf diesen deckenartig ausbreiteten, so dass sie heute als mehr oder weniger mächtige, sehr häufig von neuem durch nur wenig jüngere Eruptivgesteine durchbrochene Zwischenlager erscheinen, sind Quarzporphyre, Granitporphyre, Orthoklasporphyre, Porphyrite und Melaphyre. Der Quarzporphyr ist durch eine große Reihe von Varietäten vertreten, welche in der Farbe und Structur ihrer Grundmasse, in der Häufigkeit der Krystallausscheidungen und in dem Vorkommen von accessorischen Gemengteilen begründet sind. Sie treten in dem Rotliegenden wie die sämtlichen übrigen eben genannten Eruptivgesteine entweder gangförmig oder, und zwar gewöhnlich, lagerartig auf. So war der Thüringer Wald zur Zeit des Unter- und Mittelrotliegenden der Schauplatz großartiger Eruptionen sämtlicher obengenannter altvulkanischer Gesteine, welche sich zu Decken von z. T. gewaltiger Mächtigkeit aufstauten. In die nämliche Periode fällt der Ausbruch der Quarzporphyre, in welche sich das Saale-Thal bei Halle eingeschnitten hat, sowie der Porphyrite und Quarzporphyre des Magdeburger Uferrandes. In Sachsen spielen dem Mittelrotliegenden angehörige Eruptivgesteine namentlich in dem zwischen Rochlitz, Leisnig, Wurzen und Leipzig gelegenen Areale eine sehr große Rolle, so dass neben ihnen die sedimentären Gesteine ganz in den Hintergrund treten. Die Eruptionen begannen hier mit Porphyriten (Leisnig, Kohren, Altenburg). Darauf folgen, local durch zwischengelagerte Tuffe von einander getrennt, mindestens 4 deckenförmige Ergüsse von verschiedenen Quarzporphyr-Varietäten, der oberste von Pyroxen-Quarzporphyr, welcher von Pyroxen-Granitporphyr durchsetzt wird. Im erzgebirgischen Becken hingegen walten Sedimentärgesteine so vor, dass die decken- und stromförmigen Ergüsse von Melaphyr und Quarzporphyr nebst Pechstein nur wie dünne, aber weit ausgedehnte Bänke erscheinen (Fig. 321, 323 u. 324). Bei Ilfeld am Harze bilden Melaphyr und Porphyrit mächtige, dem Rotliegenden eingelagerte Platten (Fig. 322). Außerordentlich reich an stock- und gangförmigen Durchbrüchen, namentlich aber an regelmäßigen, bis 70 m mächtigen Lagern von

Quarzporphyr, Porphyriten und Melaphyr ist das große Rotliegend-Territorium südlich vom Hunsrück. Ähnliche plattenförmige Einschaltungen der genannten Eruptivgesteine wiederholen sich im Odenwalde ebenso wie in Schlesien, so z. B. bei Löwenberg, in noch größartigerem Maßstabe in dem

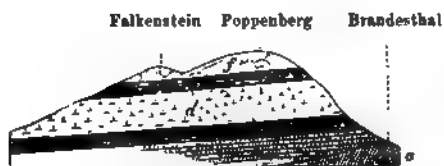


Fig. 322. Profil durch die Einlagerungen von Melaphyr und Porphyrit im Rotliegenden von Ilfeld. Nach Naumann.

a Unterdevon des Städtarzes. — b kohlensführender Complex. — c Schieferletten und Sandsteine. — d Melaphyr. — e Thonstein. — f Porphyrit.



Fig. 323. Lager von Melaphyr und Quarzporphyr im Rotliegenden der Gegend von Zwickau.

c1 Conglomerate und Letten; m Melaphyr; s Sandstein; l Porphyrit; p Quarzporphyr; c2 Conglomerate mit Porphyrgeröllen.

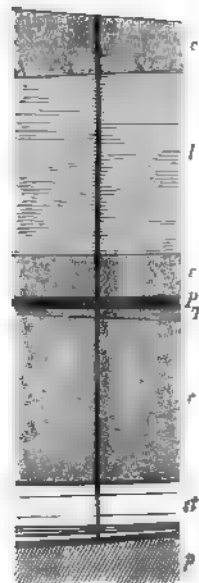


Fig. 324. Profil durch den Deutschland-Schicht I (Tiefe = 694 m) bei Lugau. Nach Stegert.

Mittelrotliegendes: c Conglomerate, l Letten. P Quarzporphyr, T Tuff — st productive Steinkohlenformation, p Phyllite.

Rotliegenden, welches, von Kreide überlagert, das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbassin ausfüllt. In dem nordöstlichen Böhmen offenbaren sich die nämlichen Erscheinungen.

Mit der Eruption dieser altvulkanischen Ergussgesteine und zwar vorzüglich der Quarzporphyre gingen sehr gewöhnlich Aschen- und Sandauswürfe Hand in Hand und lieferten das Material der Porphyrtuffe, welche in der Schichtenreihe des Rotliegenden eine so wichtige Rolle spielen. Diese meist wohlgeschichteten Tuffe (Krystalltuffe, arkoseartige Tuffe, Schlackentuffe und erdige oder silificierte Thonsteine) umfassen nicht selten organische Reste, namentlich Abdrücke von Farnen, Calamarien, Cordaiten und Cycadeen sowie verkieselte Farn- und Coniferenstämme, so z. B. im erzgebirgischen Becken. Der Zeisigwald bei Chemnitz und der Rochlitzer Berg in Sachsen sind derartige vulkanische Schuttkegel im Rotliegenden. Auch die Eruption der Melaphyre und Porphyre hat zu Tuffbildungen und Anhäufungen von schlackigen Bomben Veranlassung gegeben.

An den jüngst erst emporgestiegenen Porphyren, Melaphyren und Porphyriten fanden die Gewässer der permischen Periode Gelegenheit zur Ausübung ihrer zerstörenden Thätigkeit. Ihre zu Geröll abgerundeten Bruchstücke und Auswürflinge lieferten ein Hauptmaterial gewisser Conglomerate des Rotliegenden, welche sie oft ausschließlich zusammensetzen und die dann Porphyr-, Porphyrit- und Melaphyrconglomerate genannt werden (z. B. im Döhlener Becken in Sachsen, am südlichen Harzrande, in Thüringen).

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden sind nicht selten das Muttergestein wertvoller Erzlagerstätten geworden. Besonders bemerkenswert sind die Vorkommen von Manganerzen, welche sich in ganz ähnlicher Weise im Thüringer Walde und am Harz wiederholen*). Die thüringische Hauptfundstelle derselben ist die Umgebung von Elgersburg, wo Pyrolusit und Psilomelan als Ausfüllung von bis zu 5 m mächtigen Spalten im Porphyr aufsetzen. Minder bedeutend sind die dem vorigen analogen Vorkommen des Braunsteins am Örenstock bei Ilmenau und am Gottlob bei Friedrichroda, nur dass hier einzelne der Gänge im Melaphyr brechen. War das vorherrschende Manganerz Thüringens Pyrolusit und Psilomelan, so führen die im Porphyrite bei Ilfeld am Harz aufsetzenden Braunsteingänge Manganit, zum Teil in ausgezeichneten Krystallen. — In den Sandsteinen und Schiefern, Hornsteinen und Conglomeraten des Rotliegenden der Pfalz und den sie durchbrochen habenden Melaphyren und Porphyren setzen Quecksilbererze zum Teil als Imprägnation des Nebengesteines auf. Die Ausfüllung dieser Gänge besteht dort vorwaltend aus Letten, in welchen die Quecksilbererze, nämlich gediegenes Quecksilber, Amalgam und Quecksilberhornerz, vorzüglich aber Zinnober in Schnüren, Adern und Drusen eingesprengt sind. Stellenweise ist das Nebengestein dieser Gänge und zwar namentlich des Hornsteines und Sandsteines bis auf mehrere Lachter Entfernung von zarten Adern und feinen Einsprenglingen derselben Erze durchdrungen, ebenso sind die benachbarten Kluftwände von solchen überzogen.

2. Die Zechstein-Formation.

Die Zechsteinformation**) bildet die obere Abteilung der Dyas Deutschlands und ist in den Districten ihrer vollständigen Ausbildung, und zwar

*) Heinr. Crd. Geogn. Verh. d. Thüringer Waldes u. Harzes. Gotha 1843. S. 130.

**) Erläuterungen z. geol. Specialkarte v. Preußen: Blatt Mansfeld, Nordhausen, Frankenhäusen, Ellrich, Stollberg, Zorge u. a. — Schrader. Der Mansfelder Kupferschieferbergbau. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen im preuß. St. Bd. XVII. 1869. S. 251. — F. Beyschlag. Geol. Karte d. Mansfelder Mulde. Berlin 1893. — O. Speyer. Zechst. des westl. Harzrandes. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 80. — J. H. Kloos. Zechst. am nordwestl. Harzrand. Ebend. 1891. S. 126. — Th. K. Liebe. Zechst. v. Gera. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1855. S. 406, und Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 56.

typisch am südlichen Harzrande und in der Mansfelder Gegend, sowie in Ostthüringen mehr oder weniger deutlich aus folgenden Gliedern aufgebaut, deren Mächtigkeit freilich local sehr schwankt:

1. Unterer Zechstein.

a. Zechsteinconglomerat Beyrich's, 1 bis 2 m mächtige kalkige Sandsteine, weißgraue Letten oder kalkige hellgraue grandige Conglomerate mit Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer und Quarz. In der Gegend von Gera kommen in dieser Zone, dem conglomeratartigen Zechstein (Liebe), die Reste von *Rhynchonella Geinitziana* Vern. und *Productus Cancrini* Vern. vor.

Früher ist das Zechsteinconglomerat öfters identificiert worden mit dem Weißliegenden, z. B. Mansfelds. Hier fehlt ersteres jedoch fast vollständig und tritt erst weiter im Westen zwischen Sangerhausen und Steina als stete Unterlage des Kupferschiefers auf, wobei es die weißen Conglomerate und Sande des Rotliegenden (Weißliegenden) überlagert.

b. Kupferschiefer, ein schwarzer bituminöser Mergelschiefer von etwa 0,6 m Mächtigkeit, der sich durch drei Eigenschaften ganz besonders auszeichnet: seinen Bitumengehalt, seine Erzführung und seinen Reichtum an Fischresten. Die Erzführung beschränkt sich jedoch im wesentlichen auf die unterste etwa 0,4 m mächtige Lage, den eigentlichen Kupferschiefer. Dieser enthält dann außerordentlich feine, staubartige Partikelchen von Kupfererzen (Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Kupferindig und gediegen Kupfer), sowie Bleiglanz, Schwefelkies, Kupfernickel und endlich gediegen Silber eingesprengt. Wo dieser Erzgehalt einigermaßen beträchtlich ist, wie dies am südlichen Harzrande im Mansfeldischen, sowie bei Richelsdorf in Hessen und bei Ilmenau in Thüringen der Fall ist, werden diese Kupferschiefer abgebaut und verhüttet. In erstgenanntem Districte sind sie trotz der geringen Mächtigkeit der schmelzwürdigen Lage und trotzdem sie nur 2 bis 3 Procent Kupfer mit 250 g Silber auf 50 kg Kupfer führen, das Object einer der großartigsten berg- und hüttenmännischen Unternehmungen Deutschlands geworden, welche etwa 17000 Arbeiter beschäftigt und 1889 eine Ausbeute von 306598 Centn. (= 15329900 kg) Kupfer und 86714,5 kg Feinsilber erzielte. Eine derartige Erzführung erstreckt sich freilich nicht auf die ganze Ausdehnung des Kupferschiefers,

— H. Bücking. Zechst. v. Schmalkalden. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 29. — H. Pröscholdt. Zechst. an d. Südostseite des Thüringer Waldes. Ebend. 1886. S. 165. — H. Loretz. Zechst. am westl. Thüringer Wald. Ebend. 1889. S. 221. — E. Holzapfel. Zechst. am O.-Rande des Rhein.-Westfäl. Schiefergeb. Görlitz 1879. — A. Denckmann. Zechst. v. Frankenberg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1891. S. 234. — A. Leppla. Zechst. im Waldeckischen. Ebend. 1890. S. 40. — H. Bücking. Der nordwestl. Spessart. Berlin. 1892. S. 133.

beschränkt sich vielmehr bis auf wenige Ausnahmen namentlich auf den Südrand des Harzes und die beiden obengenannten Punkte.

Der Kupferschiefer ist local reich an Resten von heterocercalen, kleinschuppigen Ganoidfischen und zwar von *Palaeoniscus Freieslebeni* Ag. (Fig. 325), *Platysomus striatus* Agass. (Fig. 326) und *Acrolepis asper* Ag.; er führt außerdem *Lingula Credneri* Gein., Zweigenden, Früchte und Blätter von *Ullmannia Bronni* Göpp. (Fig. 327) und von

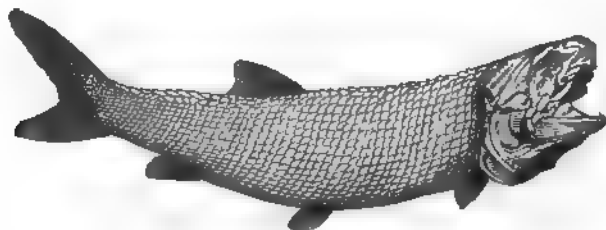


Fig. 325. *Palaeoniscus Freieslebeni* Agass.

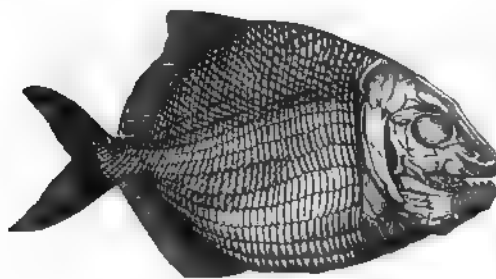


Fig. 326. *Platysomus striatus* Agass.

Voltzia Liebeana Gein. sowie zahlreiche Algen. Aus ihm endlich stammen auch die Reste von *Proterosaurus Speneri* v. Meyer, einem rhynchocephalenartigen Reptil. Das Kupferschieferflöz besitzt trotz seiner geringen Mächtigkeit eine außerordentlich stetige und weite Verbreitung. Im Mansfeldischen umgiebt es völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in mannigfachen Faltenwurf gebracht, das Obercarbon und Rotliegende, umgürtet in größter Regelmäßigkeit die Abfälle des Harzes, des Thüringer Waldes und erscheint unterhalb der jüngeren Formation Hessens und der Gegend von Osnabrück und Ibbenbüren an der Oberfläche. Über die Ursächlichkeit des Metallgehaltes des Kupferschiefers gilt das S. 268 Gesagte.

c. Zechstein, ein plattiger, grauer, dichter, fester Kalkstein von gewöhnlich 5 bis 10, ausnahmsweise 30 m Mächtigkeit. Er ist es, welcher in Deutschland die Hauptmasse der marinen Tierreste der permischen Periode umschließt, welche gegenüber der oceanischen Facies andrer Gebiete die verarmte Fauna einer Flachsee repräsentiert. Dieselbe besteht zunächst aus

den sparsamen Resten von Protozoen (z. B. *Nodosaria*) und von Echinodermen (*Cyathocrinus* und *Eocidaris*). Etwas reichlicher ist die Vertretung der Korallen durch einige *Zoantharia rugosa* und *tabulata* (*Polycocelia*, *Cyathophyllum* und *Stenopora*), verhältnismäßig stark sind local die Bryozoen in *Fenestella*, *Acanthocladia* und *Polypora*, entwickelt, von denen *Fenestella retiformis* Schloth. (Fig. 328) ein treffliches Leitfossil des Zechsteines ist. Von allen niederen Tieren aber herrschen die Brachiopoden weit vor allen übrigen vor und liefern die charakteristischsten und weitest verbreiteten Zechsteinformen. Hierher gehören *Productus horridus* Sow.

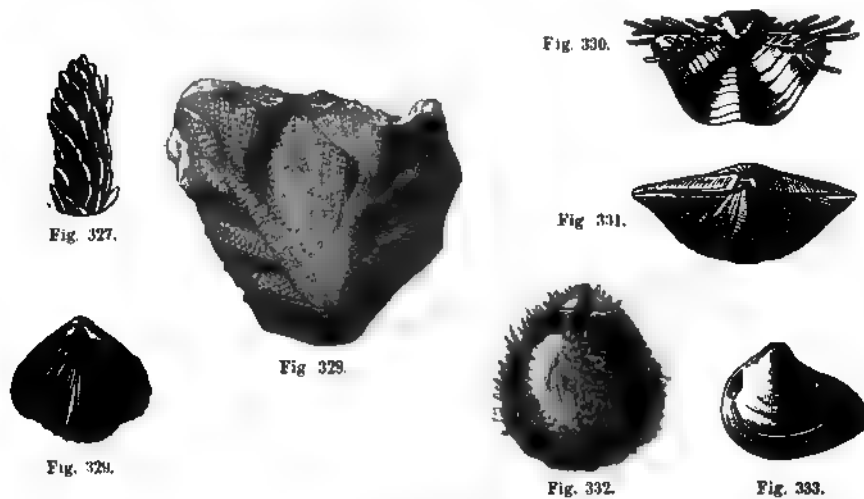


Fig. 327. Zweigende von *Ullmannia Bronni* Göpp. — Fig. 328. *Fenestella retiformis* Schloth. — Fig. 329. *Camarophoria Schlotheimi* v. B. — Fig. 330. *Productus horridus* Sow. — Fig. 331. *Spirifer undulatus* Sow. — Fig. 332. *Strophalosia Goldfussi* Münt. — Fig. 333. *Schizodus obscurus* Sow.

(Fig. 330), *Spirifer undulatus* Sow. (Fig. 334), *Strophalosia Goldfussi* Münt. (Fig. 332), die Rhynchonella-ähnliche *Camarophoria Schlotheimi* v. Buch (Fig. 329), *Terebratula elongata* Schloth. und endlich *Lingula Credneri* Gein. Die Zweischaler erreichen in der permischen Periode im Vergleich mit den übrigen Vertretern der Tierwelt bereits eine größere Wichtigkeit als in früheren Zeitaltern, neigen sich in ihrem allgemeinen Charakter mehr nach den mesozoischen Zweischalern hin und gehören vorzugsweise den Geschlechtern *Mytilus*, *Pecten*, *Arca*, *Gervillia*, *Leda*, *Allo-risma* und *Schizodus*, einem Vorläufer der Trigonien, endlich *Prospondylus*, dem Vorfahren der Spondyliden, an. Zu den gewöhnlichsten organischen Resten des Zechsteines sind *Schizodus obscurus* Sow. (Fig. 333), *Avicula* (*Pseudomonotis*) *speluncaria* Schloth., *Arca striata* Schloth., *Mytilus Hausmanni* Goldf., *Pecten pusillus* Schloth., *Gervillia ceratophaga* Schloth. zu zählen. Die Gastropoden sind in der Zechsteingruppe

nur durch wenige Gattungen (namentlich *Turbo*, *Pleurotomaria*, *Loxonema*, *Natica*, *Dentalium*) und etwa 20 Arten, sowie durch spärliche, unansehnliche und kleine Individuen vertreten. Die Cephalopoden haben sich aus dem flachen Zechsteinmeere zurückgezogen und beschränken sich in dessen Sedimenten auf einige wenige Repräsentanten, welche der Gattung *Nautilus* angehören. Gar nicht mehr sind die Trilobiten, deren nahes Erlöschen in dem carbonischen Zeitalter bereits vorbereitet wurde, in der permischen Formation Deutschlands vertreten. So gehört denn gerade diese Armut an Cephalopoden, sowie das vollständige Fehlen der Trilobiten zu den hervorstechendsten Eigentümlichkeiten der deutschen Zechsteinfauna.

Für die unteren Lagen des Zechsteins ist vor allen *Productus horridus* Sow. und *Spirifer undulatus* Sow. charakteristisch, — für seine oberen *Fenestella retiformis* Schloth., *Schizodus obscurus* Sow., *Gervillia ceratophaga* Schloth., *Avicula speluncaria* Schloth., *Pecten pusillus* Schloth., *Terebratula elongata* Schloth., *Camarophoria Schlotheimi* v. Buch, *Strophalosia Goldfussi* Münst. bezeichnend.

2. Mittlerer Zechstein.

Derselbe besteht zu unterst aus Gyps (älterem Gyps), local begleitet von Steinsalz, sowie aus Rauchwacke und Asche, — darüber aus Stinkkalken oder an deren Stelle aus dem Hauptdolomit. Die Rauchwacke ist ein krystallinisch körniger Dolomit von grauer, ins Gelbe und Braune verlaufender Farbe, oft porös und drusig, fühlt sich rau und scharf an und ist ebenso wie der Hauptdolomit häufig von Spalten und Rissen, sowie von Höhlungen durchzogen, welche nicht selten unter einander zusammenhängen (bei Liebenstein und Altenstein im Thüringer Walde). Sie führen *Aucella Hausmanni* Goldf., *Gervillia ceratophaga* Schloth., *Schizodus obscurus* Sow. u. a. An manchen Punkten, so bei Kamsdorf in Thüringen, wird die Rauchwacke durch einen porösen, außerordentlich eisenreichen Kalkstein vertreten, in dessen zahlreichen Drusen und Klüften Aragonit auskrystallisiert ist. Die Asche ist z. T. ein feinsandiges, loses, zerreibliches Aggregat von kleinen Anhydrit- oder Dolomitkryställchen, gewöhnlich bitumenreich und dunkelbraun gefärbt.

3. Oberer Zechstein.

Das Hauptglied der oberen Abteilung der Zechsteingruppe bilden rötliche oder bläuliche Letten mit Knauern oder ebenplattigen Bänken von Dolomit (Plattendolomit) sowie mit Stöcken und Einlagerungen von Steinsalz, sowie von feinkörnigem bis dichtem, weißem oder grauem Gyps, welcher nur undeutlich oder gar nicht geschichtet, aber vielfach zerklüftet, ausgeagt und zerrissen ist (Fig. 334). Seine bedeutenderen Ablagerungen umschließen, so bei Sangerhausen, Ellrich, Stollberg u. a. O., Höhlen, sog. Gypsschlotten, welche der Auflösung und Wegführung des Gypses durch

Gewässer ihren Ursprung verdanken (siehe S. 197 und 220). Brechen die Decken solcher nahe der Erdoberfläche gelegenen Schlotten zusammen, so

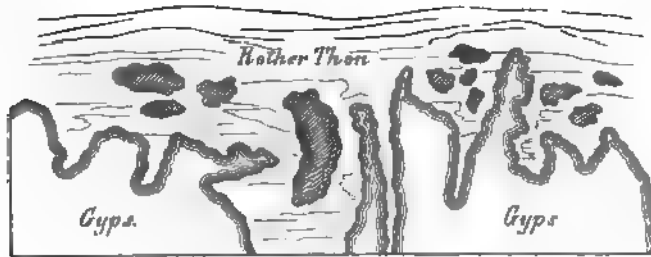


Fig. 334. Gypsstöcke und -klötze im roten Thone des oberen Zechsteins, an der Diebskammer unfern Eisleben.

bilden sich Erdfälle (siehe S. 224). Nach der Tiefe zu geht der Gyps häufig in Anhydrit über, aus welchem er durch Aufnahme von Wasser entstanden ist (siehe S. 200).

Über die meist sehr ähnliche Gliederung der Zechsteinformation Deutschlands liefert die umstehende Tabelle eine übersichtliche Zusammenstellung.

Im südöstlichen Thüringen ist der untere und mittlere Zechstein durch ein Bryozoön-Riff vertreten, welches aus lauter unter sich gleich hohen Tafelbergen von Dolomit besteht, die sich in langer gekrümmter Linie, entsprechend der alten Küstenlinie des Zechsteinmeeres, auf der Strecke von Köstritz über Neustadt, Pörsneck und Könitz bis Blankenburg, aneinander reihen und sich im Westen des Thüringer Waldes bei Thal unweit Eisenach und bei Liebenstein-Altenstein wiederholen. Am Aufbau dieses Dolomitriffes haben sich namentlich beteiligt die Bryozoengattungen *Acanthocladia* (*dubia* und *anceps*), *Fenestella* (*retiformis*), *Phyllopora* (*Ehrenbergi*). Ihnen gesellen sich als charakteristische Riffbewohner zu: *Cyathocrinus ramosus*, *Strophalosia Goldfussi*, *Terebratula elongata* u. a. *).

Das bedeutsamste Glied der oberen Zechsteinformation ist das Steinsalz nebst seinen Begleitern, den Magnesia- und den namentlich wertvollen Kalisalzen**). Ihre größte Verbreitung besitzt die Ablagerung der letzteren in einer paläozoischen Meeresbucht, die sich zwischen dem nördlichen Harzrande und dem Grauwacke-Rotliegend-Rücken von Gönnern, Magdeburg und Alvensleben in nordöstlicher Richtung erstreckt und innerhalb deren diese Salzfacies des oberen Zechsteins z. B. bei Bernburg, Stassfurt, Aschersleben, Westeregeln, Vienenburg und Thiede bis in die

*) Th. Liebe. Z. d. D. geol. Ges. 1857. S. 420; Erläut. zu Sect. Neust. a. O. 1884; Humboldt. B. II. 1883 Heft 7.

**) F. Bischof. Die Steinsalzwerke bei Stassfurt. 2. Aufl. Halle 1875. — C. Ochsenius. Die Bildung d. Steinsalzlager. Halle 1877. — Precht. Die Salzindustrie von Stassfurt. Stassfurt 1885. — Kloos. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 445.

Gliederung der Zechsteininformation.

Südlicher und westlicher Harzrand und Kyffhäuser nach <i>Br.ich, Moser und Speyer</i>	Östliches Thüringen nach <i>Lehr</i>	Niederrhein nach <i>Mosler</i>	Frankenberg nach <i>Denckmann</i>	Im Waldeckischen nach <i>Haltopft u. Krippel</i>	Wetterau nach <i>Buchung</i>	Spessart nach <i>Buchung</i>
Oberer Zechstein	Letten mit Dolomitknauern am Südrande d. Kyffhäusers auch Plattendolomit und Gyps	Oberer Letten mit Gyps Plattendolomit Untere Letten mit Gyps	Oberer, kalkige Conglomerate Sandstein mit dolomit. Kalk-linsen und Letten (Ulmantit); local mit Kupfererzen (Geismarer Kupferletten) an der Basis das kalkige oder mergelige Kupfererzflöz des Stäteberges. Untere Conglomerate u. Sandstein.	Oberer Conglomerate Graue u. gelbliche Dolomite zellige Kalk-, Letten mit Gyps	Rauchwacke Rauchwacken	Rote und hellblaue Letten mit Rauchwacken
	Stinkschiefer	—	—	Weisse Kalk bis 20 m mächtig	Rote Schieferthone mit Salzthon, nach unten blauliche und grünlich-graue Mergel	Hauptdolomit zum Teil vertreten durch Eisenstein
	Hauptdolomit Rauchwacke Anhydrit alterer Gyps Asche	Hauptdolomit Rauchwacke Anhydrit alterer Gyps Poröse Kalk-Asche	—	—	—	—
Mittlerer Zechstein	Zechstein	Zechstein	—	Conglomerate (Schloss Waldeck bis Jesberg)	Bituminöse Kalk (Stinkkalk) Zechstein-kalk mit Mergel- u. Letten zwischen Jesberg)	Zechstein und Mergel-schiefer, z. T. vertreten durch Eisenstein und Dolomit
	Kupferschiefer	Kupferschiefer	—	Kupferschiefer	Kupfer-schiefer (Baingründen)	Kupferletten
Unterer Zechstein	Zechstein-conglomerat	Zechstein-conglomerat	—	—	Zechstein-conglomerat	Zechstein-conglomerat

Gegend von Hildesheim und der Aller, also bis in die Provinz Hannover durch zahlreiche Bohrungen und z. T. großartigen Bergbau erschlossen ist. In fast dieser ganzen Ausdehnung finden sich 2 Steinsalzlager, welche z. T. durch Anhydrit und Salzthon, sowie durch eine Ablagerung von Mutterlaugensalzen (leichtlöslichen Kali- und Magnesiasalzen) getrennt werden, welche letzteren sich jedoch in einem höheren Niveau, nämlich im oberen, bis 500 m mächtigen Steinsalzlager, nochmals wiederholen können (so bei Salzdetfurth, Osterlinde, Wehningen). Das untere dieser Lager von Kalisalzen wird z. B. bei Stassfurt, Leopoldshall und Vienenburg abgebaut. Bei Stassfurt, wo sich die Salzformation und der sie überlagernde Buntsandstein sattelförmig emporwölbt, ist das obere Steinsalzlager nicht überall

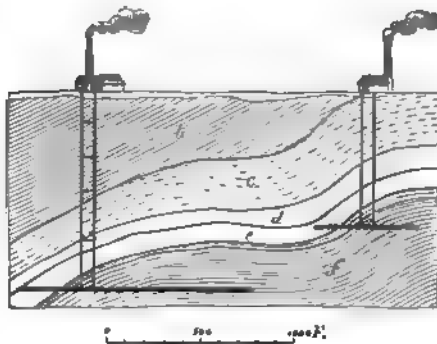


Fig. 335. Nach Bischof.

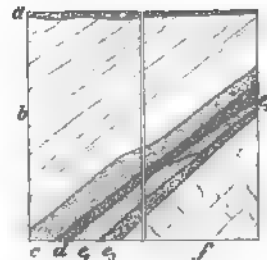


Fig. 336. Nach Ockenius.

Profile der Steinsalzlagerstätte von Stassfurt.

„ Diluvium und Braunkohle. — b Buntsandstein. — c Gyps der oberen Zechsteingruppe. — d Salzthon. — e Abraumssalze (e_1 = Carnallit, e_2 = Kainit, e_3 = Kieseritregion). — f unteres Steinsalz (Polyhalit- und Anhydritregion.)

vorhanden, vielmehr werden die im Hangenden des unteren Steinsalzlagers anstehenden Kali- oder Abraumssalze (Fig. 335e) am Abfalle des Sattels direct überlagert von Salzthon (d), Anhydrit und Gyps (c) und Buntsandstein (b). Die Mächtigkeit des Salzgebirges beträgt hier etwa 900 m. Seine untere Hauptmasse besteht aus reinem Steinsalz (Fig. 335 und 336f), welches durch dünne, vollkommen parallele Schnüre von Anhydrit in Bänke von 0,08 bis 0,16 m Stärke geteilt wird (Anhydrit-Region des Salzlagere). Auf ihm ruht ein 66 m mächtiger Complex eines unreinen, und zwar mit Chlormagnesium gemengten Steinsalzes, welches von parallelen Polyhalit-Schnüren durchzogen wird (Polyhalit-Region). Darauf folgt eine 60 m mächtige Zone, in welcher neben Steinsalz und mit ihm wechsellagernd schwefelsaure Verbindungen, nämlich Kieserit in bis fußmächtigen Bänken vorwalten (Kieserit-Region) (Fig. 336e₃). Die oberste Lage von 45 m wird durch eine Schichtenfolge zoll- bis fußstarker, bunt gefärbter Lagen von Steinsalz und Carnallit gebildet (Carnallit-Region) (Fig. 336e₁). Nach

dem Ausgehenden zu treten an Stelle des Carnallites als dessen secundäre Umwandlungsproducte Sylvin und Kainit, die wertvollsten Kalisalze (e_2).

Auch in der Bucht zwischen Harz und Thüringer Wald sind bei Sondershausen, Worbis und Arnstadt, ferner am Südrande des Thüringer Waldes bei Salzungen, endlich im Norddeutschen Flachlande bei Lübbtheen in Mecklenburg (E. Geinitz) Kalisalze in Verknüpfung mit Steinsalzlagerern erbohrt worden.

Mit einer Bohrung bei Sperenberg südlich von Berlin hat man Steinsalz in etwa 90 m Teufe erreicht und dasselbe in vollständiger Reinheit bis zur Tiefe von 1273 m verfolgt, ohne sein Liegendes anzutreffen. Auch in Holstein ist unter dem Anhydrit und Gyps, welcher den schroffen Kalkberg und den Kalkhausberg bei Segeberg bildet, in 148 m Tiefe ein 139 m mächtiges Steinsalzlager und als dessen Liegendes wiederum Anhydrit erbohrt worden*).

Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe. Die Schichtenreihe der Zechsteingruppe wird an zahlreichen Punkten ihres Auftretens von Klüften und Spalten, sog. Rücken durchsetzt, in welchen neben Kalkspat, Baryt und Quarz mancherlei Kupfer-, Blei-, Kobalt- und Nickelerze zur Ablagerung gelangt sind. Weder die Erstreckung dieser Rücken, noch die Tiefe, bis zu welcher sie in abbauwürdiger Erzführung niedersetzen, pflegt beträchtlich zu sein, indem letztere meist aufhört, sowie sie nach unten das Rotliegende, nach oben den bunten Sandstein erreicht hat. Durch sie werden die Schichten der Zechsteingruppe gegen einander verworfen, und zwar gewöhnlich nur um wenige, ausnahmsweise 20, 30 oder mehr Meter. Die Kupfer- und Kobalterz-Gänge von Kamsdorf in Thüringen**) sind Ausfüllungen solcher im Zechstein und in dessen Liegendem, den Culmschiefern, aufsetzenden Verwerfungsspalten. Ihre Hauptgangart ist Baryt. Derselbe führt in den unteren Teufen Schwefelmetalle, nämlich Kupferkies, Fahlerz, Speiskobalt, Nickelkies, in den oberen Teufen hingegen oxydische Erze, so Ziegelerz, Malachit, Lasur, Kobaltblüte und Erdkobalt. Längs dieser Erzgänge sind Teile des unteren und mittleren Zechsteines auf wechselnde Entfernung in Eisenstein mit Nestern und Schnüren von Kupfer- und Kobalterzen umgewandelt worden.

Ganz ähnlicher Natur sind die Kobaltgänge von Katterfeld und Glücksbrunn. Bei Riechelsdorf führen ganz analoge Spaltenbildungen, welche in großer Anzahl das Weißliegende und den Zechstein durchsetzen, Speiskobalt, Kupfernickel, Kupferfahlerz, Kupferkies, Erdkobalt, Kobalt- und Nickelblüte. Ihr Reichtum concentriert sich in dem Weißliegenden-Niveau und pflegt sich nach oben zu vermindern. Der gleichen Gangformation sind die

*; Vergl. H. Haas. Bodenbeschaffenh. Schleswig-Holsteins. Kiel 1889. S. 14.

**) F. Beyschlag. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 329.

Kobalt-Nickelgänge von Bieber am Spessart zuzurechnen. Der Zechsteinformation gehören auch die Eisensteinlagerstätten der Schmalkaldener Gegend in Thüringen, namentlich die des Stahlberges und der Mommel an. Es sind Einlagerungen im Zechsteindolomit, welche in ihrer ganzen Erstreckung an eine große Dislocationsspalte gebunden sind, durch die der Buntsandstein in das Niveau des Zechsteines verworfen wird. Nach Bücking dürften die Eisenerze dieser Lagerstätten dadurch entstanden sein, dass auf dieser Spalte circulierende eisenhaltige Wasser den Zechstein in Spateisenstein und Brauneisenstein umwandelten *).

Die Verbreitung der deutschen Dyas. Die Dyas umgürtet den westlichen, südlichen und östlichen Rand des Harzgebirges in schmalen Streifen. Die Gypshügel, welche wie eine weiße Mauer auf der ganzen eben bezeichneten Strecke dem Harzrande parallel laufen, gehören ebenso wie die Kupferschiefer von Mansfeld dem Zechstein, die Melaphyre und Porphyre von Ilfeld dem untersten Rotliegenden an. Dem Nordrande des Harzes gegenüber tritt das Rotliegende und der Zechstein auf Culm aufgelagert in der Gegend von Magdeburg aus den jüngeren Formationen hervor. Von dem Südabfalle des Harzes durch die güldene Aue getrennt, hebt sich die Dyas in dem Kyffhäuser zu einem kleinen isolierten Gebirge aus den jüngeren Formationen hervor. Noch weiter südlich besteht der Thüringer Wald wesentlich aus Rotliegendem mit mächtigen Porphyren, Porphyriten und Melaphyren, während sich ein Mantel von Zechstein um den ganzen Gebirgszug legt und noch an den Dislocationen, welche diesen betroffen, teilgenommen hat. Jedoch finden sich als Beweise früherer allgemeinerer Verbreitung des letzteren Blöcke von verkieseltem Zechstein mit *Prod. horridus* bis fast zum Gebirgskamme (Zimmermann, v. Fritsch). In der nordwestlichen Fortsetzung des Thüringer Waldes und in dessen Haupterhebungslinie tritt der Zechstein in der Gabel zwischen Werra und Fulda, also namentlich in der Gegend von Riechelsdorf, in größerer Ausdehnung zu Tage. Auch den Ostabfall des rheinischen Schiefergebirges umzieht derselbe in einer schmalen Zone (bei Frankenberg und im Waldeckischen). In östlicher Richtung von Thüringen läuft ein Streifen von permischen Gebilden über Saalfeld nach Altenburg und Gera, tritt in sächsisches Gebiet über und bildet, jedoch nur durch das Rotliegende vertreten, in der erzgebirgischen Mulde eine langausgedehnte Ablagerung, auf welcher Chemnitz und Zwickau stehen. Auch um den Nordrand des sächsischen Granulitgebirges schlingt sich das Rotliegende und erstreckt sich in nördlicher Richtung, freilich zum großen Teil von Diluvium und Braunkohlenformation überlagert und von Porphyren vertreten und durchbrochen, nördlich bis über Leipzig und östlich bis Mügeln, Oschatz und Lommatzsch, bildet außerdem eine dem Elbthale parallele, zu unterst

*) H. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 33.

Steinkohlenflötze führende Mulde zwischen Dresden, Tharandt und Wilsdruff (das Döhlener oder Plauensche Becken), kurz hat im Königreiche Sachsen eine weite Verbreitung gefunden, während Plattendolomit und Letten des oberen Zechsteines nur an der Randzone des erzgebirgischen und nordsächsischen Rotliegenden, nämlich bei Crimmitschau, sowie bei Geithain und Mügeln, zur Ausbildung gelangten.

In Böhmen nimmt das Rotliegende namentlich im nordöstlichen Teile des Landes am Fuße des Iser- und Riesengebirges ein ausgedehntes Areal ein, in dessen Bereiche die Städte Trautenau, Hohenelbe, Arnau, Schatzlar, Braunau und Nachod liegen. Dem Rotliegenden sind hier rote Kalksteine mit *Palaeoniscus Vratislaviensis* Ag. und (ähnlich wie bei Oschatz in Sachsen) Brandschiefer mit *Xenacanthus Decheni* Beyr. und *Acanthodes gracilis* Beyr. zwischengelagert. Nördlich von Pilsen und westlich von Prag bildet das Rotliegende ein ausgedehntes Territorium, schließt sich eng an die carbonische Formation an und führt Kohlenflötze. Auch in der Grafschaft Glatz ist nur das Rotliegende und zwar als Ausfüllung der niederschlesischen Kohlenmulde vertreten, — am Nordabfalle des Riesengebirges hingegen, und zwar in der Umgebung von Löwenberg und Goldberg in Schlesien, ist nicht bloß das Rotliegende, sondern auch Kupferschiefer und Zechstein zur Entwicklung gelangt. Auch am Nordrande des Lausitzer Gebirges, und zwar in der Nähe von Görlitz, tritt der Zechstein zu Tage. Bei Memel ist derselbe erbohrt worden. In Holstein ist er durch den Anhydrit und Gyps des Kalkberges von Segeberg und Stipsdorf, ferner durch Stinkkalke und rote Mergel (Lieth bei Elmsborn, ebenso auch in Stade) und durch ein denselben eingeschaltetes Steinsalzlager vertreten. Auf Helgoland bilden rotbraune Zechsteinletten die Basalschichten der Insel.

In Süddeutschland hat das Rotliegende eine ziemlich bedeutende Verbreitung. So zieht es sich vom Thüringer Walde aus in einem schmalen, durch Überlagerung von seiten jüngerer Gebilde zerstückelten Streifen längs des Südwestrandes des Fichtelgebirges und des Böhmer Waldes bis nach Bayern hinein. Eines der größten Rotliegenden-Territorien breitet sich südlich vom Hunsrück aus (Saar-Becken), wo es die productive Kohlenformation überlagert und im engsten Anschluss an diese einige schwache Kohlenflötze führt (s. S. 495). Auch im Spessart, im Odenwalde und Schwarzwalde sowie in den Vogesen besitzt das Rotliegende, am Rande des ersteren auch der Zechstein, eine nicht unbeträchtliche Verbreitung. Das südlichste Vorkommen des letzteren ist dasjenige der Umgegend von Heidelberg.

Die permische Formation Englands. Die permischen Gebilde Englands und zwar namentlich Nordenglands zerfallen ganz übereinstimmend mit denen Deutschlands in zwei selbständige Formationsglieder, den Lower

New Red Sandstone und den Magnesian Limestone. Ersterer, das englische Rotliegende, besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus dunkelroten, groben Sandsteinen, zwischen welchen Schieferletten, weniger häufig auch Conglomerate, Breccien und Melaphyre eingelagert sind. Sie enthalten die Abdrücke von Landpflanzen und auch wohl schwache Kohlenflötze. Der Lower New Red Sandstone erreicht local eine Mächtigkeit von 500 m, und ist auf der productiven Kohlenformation im allgemeinen discordant aufgelagert. Auch die Gliederung des Magnesian Limestone zeigt eine überraschende Übereinstimmung mit der des thüringischen Zechsteines und beginnt mit einem bis 4 m mächtigen bituminösen Mergelschiefer, welcher unserem Kupferschiefer entspricht und wie dieser *Palaeoniscus* und *Platysomus* führt. Darauf folgt grauer oder gelber, dichter, oft bituminöser, dünn geschichteter Kalkstein (Zechstein) mit *Productus horridus* Sow., *Spirifer undulatus* Sow., *Schizodus obscurus* Sow. u. a., 60 bis 70 m mächtig, darauf Dolomit, Rauchwacke und Asche mit denselben Resten und zu oberst Dolomit, Stinkkalk, Mergel, Gyps, Letten, zum Teil mit *Avicula speluncaria* Schloth. und *Schizodus obscurus* Sow., in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 150 m.

Das Perm Frankreichs. In Frankreich sind permische Gebilde namentlich im Central-Plateau und zwar vorzüglich in der Gegend von Autun, St. Etienne und Lodève verbreitet. Hier gliedern sie sich nach Grand' Eury und Bergeron wie folgt:

3. Ober-Rotliegendes.

Rote Conglomerate, Sandsteine und Mergel.

2. Mittel-Rotliegendes.

b) Sandsteine mit Schieferthonen, Brandschiefer und Bogheadkohle von Millery. Sie führen *Callipteris conferta*, *Walchia filiciformis* und Labyrinthodonten, so *Actinodon*, *Euchyrosaurus* und *Stereorhachis* Gaudry, ferner von Fischen *Palaeoniscus*, *Acanthodes*. — Walchiensandsteine.

a) Schichten von Muse mit *Cal. conferta*, *Odontopt. obtusiloba*. *Cal. gigas*. — Fischschiefer von Lodève.

1. Unter-Rotliegendes.

Sandsteine mit Schieferthonen und Steinkohlenflötzen von Jgornay. Sie führen: Sigillarien und zahlreiche andere carbonische Pflanzen, außerdem Walchien, sowie Stegocephalen, so *Protriton* und *Pleuronura* (Permo-Carbon).

In den **Südtiroler Alpen** ist das Perm repräsentiert durch mächtige, dem deutschen Rotliegenden äquivalente, rote Sandsteine, diese local mit Walchien (Grödener Sandsteine), zu unterst mit Porphyren und Tuffen, unter welchen ein auch als Verrucano bezeichnetes Grundconglomerat lagert. An der oberen Grenze der Grödener Sandsteine stellen sich als Vertreter des Kupferschiefers local weiße Sandsteine oder an deren Stelle dickbankige Dolomite (Val Trompia) ein, beide mit *Ullmannia*, *Voltzia* und Walchien. Auf sie folgen Letten und Gypse und schließlich die Bellerophon-Kalke, mit einer reichen, an die des Zechsteines erinnernden Fauna.

Die permische Formation in Centralrussland. Auch die der deutschen Dyas entsprechenden Gebilde des europäischen Russlands lassen im ganzen eine Zweiteilung in eine untere, namentlich Landpflanzen führende, und eine obere Schichtengruppe mit größtenteils marinen Resten nicht verkennen, trotzdem dort die Gesteine, welche in Deutschland jede einzelne der beiden Abteilungen aufbauen, beinahe regellos mit einander wechsel-lagern.

Die untere Stufe dieser russischen Permformation besteht aus roten, braunen und grauen Sandsteinen und Mergeln, nebst Conglomeraten und nicht selten mit schwachen Kohlenflötzen, führt *Tubicaulis*, *Calamites* (*C. gigas* Bronn), *Cyclopteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, *Callipteris* (*C. conferta*), *Palaeoniscus* und Saurierreste und ist demnach ein Äquivalent des Rotliegenden, umschließt jedoch auch Kalksteinbänke und Mergel, welche reich an z. B. *Productus Cancrini* Vern., also marinen Resten sind. Die Sandsteine zeichnen sich besonders in ihren oberen Niveaus durch ihren Reichtum an Kupfererzen (namentlich Malachit, Kupferlasur, Volborthit) aus, welche die Bezeichnung Kupfersandstein veranlassten und als Cement des Sandsteines, in ihm fein eingesprengt, nesterförmig eingelagert, oder endlich als Versteinerungsmittel zahlreicher Pflanzenreste auftreten. Auf diese Schichtengruppe folgt eine zweite von Thonen, Kalksteinen, Mergel, Gyps und Steinsalz. Sie führt *Productus Cancrini* Vern., *Prod. horridus* Sow., *Gervillia ceratophaga* Schloth., *Camarophoria Schlotheimii* v. Buch, *Terebratula elongata* Schloth., *Lingula Credneri* Gein., *Strophalosia*, *Spirifer*, *Schizodus*. Zwischen diesen marinen Gebilden treten jedoch Sandsteinschichten mit *Neuropteris*, *Pecopteris*, *Odontopteris* eingeschaltet auf. Beide werden von mächtigen, versteinungsleeren bunten Mergeln überlagert, welche den Übergang zur Trias bilden.

Die Schichten dieser permischen Facies sind in Russland über ein Areal von mehr als 45000 Quadratmeilen verbreitet, erstrecken sich vom Fuße des Ural bis nach Moskau und bilden den größten Teil des europäischen Russlands. Sie liegen fast horizontal, nur sehr gering gegen die Mitte geneigt, so dass sie ein ungeheures, flach tellerförmiges Bassin repräsentieren.

In Kurland und Littauen tritt Zechstein, freilich gering verbreitet, in einer Facies auf, welche sich auf das engste an die deutsche anschließt.

Im Osten Nordamerikas wird die permische Formation durch dem Rotliegenden entsprechende, sich innig an die obere productive Kohlenformation anschließende Complexe von Sandsteinen mit Kalksteineinlagerungen und schwachen Kohlenflötzen, sowie von rotem Schieferletten und Sandstein (*Barren- Coal-Measures*) vertreten, welche eine aus carbonischen, permischen und mesozoischen Typen gemischte Flora (mit *Callipteris conferta*) führen.

B. Die pelagische Facies des Perm.

Im Gegensatz zu der Binnenentwicklung des Perm kennzeichnet sich dessen pelagische Facies durch den Mangel grobklastischer Gesteine und die Seltenheit der Reste von landbewohnenden Pflanzen und Tieren, dahingegen durch die Führung einer reichen oceanischen Tierwelt, die in engstem Anschlusse steht an diejenige der obercarbonischen Meere, zugleich aber die marine Fauna der Trias vorbereitet, also das Bindeglied zwischen den paläozoischen und mesozoischen Faunen repräsentiert. Das für sie Charakteristische besteht in der Vergesellschaftung von Brachiopoden (*Productus*, *Chonetes*, *Oldhamia*, *Leptaena*, *Orthis*), Zweischalern und Gastropoden (*Bellerophon*) von zum großen Teile noch paläozoischem Habitus, sowie von

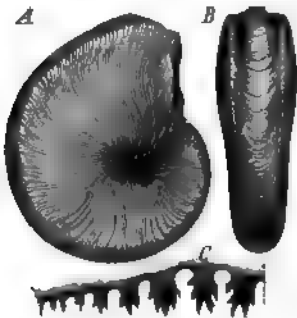


Fig. 337. *Popanoceras multistriatum* Gem.
A von der Seite; B von hinten; C Lobenlinie.

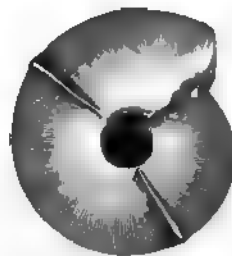


Fig. 338. *Cyclolobus Stachei* Gemm.

Nautileen (*Orthoceras*, *Gyroceras*) und den letzten Vertretern von *Fusulina* und *Phillipsia* mit Vorläufern der triadischen Ammoniten, nämlich mit *Popanoceras* (Fig. 337), *Cyclolobus* (Fig. 338), *Xenodiscus*, *Medlicottia*, *Agathiceras* u. a.

Dem permischen Ozeane mit obiger Fauna entstammen als Vertreter der pelagischen Facies des Perm die Ablagerungen folgender Gebiete: der Salt-Range in Indien; mittlerer und oberer Productuskalk (Waagen);

der Sundainseln Timor und Rotti (Rothpletz);

in Buchara bei Darwas und am Syr Darja bei Djulfa (v. Mojsisovics);

des Westabfalles des Urals bis zum Eismeere, artinskische Stufe (Karpinsky, Tschernyschew);

auf Sicilien, im Val Sosia (v. Mojsisovics, Gemmellaro);

in Texas, Wichita-beds (White);

in Kansas und Nebraska am Ostabfalle der Rocky Mountains (Geinitz).

Wie sich aus der Verteilung dieser pelagischen Permablagerungen offenbart, erstreckte sich das Meer, dem sie entstammen, in ost-westlicher

Richtung durch den Süden des jetzigen nordamerikanischen Continentes, durch die europäischen Mittelmeerländer und Indien nach den heutigen Sundainseln und sandte von seiner äquatorialen Haupterstreckung breite nördliche Arme in die Striche des Ural und der Rocky Mountains aus.

Rückblick auf die Entwicklung des organischen Lebens während der paläozoischen Zeitalter. Die Wurzeln des organischen Lebens, die tief aus den ältesten Formationen heraufzusteigen scheinen, sind uns verborgen, erst im Cambrium tritt uns dasselbe bereits zu verhältnismäßiger Fülle und Mannigfaltigkeit gelangt entgegen. Trilobiten aus der Familie der Oleniden, hornschalige Brachiopoden sind seine Hauptelemente. Auf die Existenz von Festland weisen nur mächtige und weitverbreitete Conglomerate, ferner Transgressionen und Faciesbildungen einzelner Abteilungen des Cambriums hin. Auch die silurischen Continente waren fast noch nackt und erzeugten nur hier und dort vereinzelt Skorpione. Das Meer hingegen barg ein höchst mannigfaltiges Leben, doch waren Spongien, Cystideen und Crinoideen, tabulate und rugose Korallen, Graptolithen, horn- und kalkschalige Brachiopoden, wenige Zweischaler und Gastropoden, ferner formenreich entwickelte Nautilen und Trilobiten, sowie Eurypteren, also lauter wirbellose Tiere, die ausschließlichen Bewohner der silurischen Ozeane. Erst nahe dem Wendepunkte zwischen Silur und Devon erstehen, wenigstens im europäischen Silurgebiete, in einigen Fischen (Selachiern und Placodermen) die ältesten Wirbeltiere. Die devonischen Continente erzeugen die ersten häufigeren Landpflanzen, und zwar wesentlich nur Gefäßkryptogamen; in den gleichalterigen Seen und Buchten erlangen die bis dahin sparsamen Fische, namentlich durch die Entwicklung der abenteuerlichen Familie der Panzerfische, sowie der Crossopterygier und Haie, einen größeren Formenreichtum; im Meere erscheinen in *Goniatites* und *Clymenia* die Vorläufer der mesozoischen Heerschaar von Ammonoiten. Während des carbonischen Zeitalters entfaltet sich die aus dem Devon überkommene Flora zu einer wunderbaren Üppigkeit, welche sich aber mehr in der Menge und Riesenhaftigkeit der Individuen als in der Mannigfaltigkeit der Formen kundgibt, — ist sie doch noch auf Gefäßkryptogamen, wenige Coniferen und einige Cordaiten und Cycadeen beschränkt und schließt angiosperme Dicotyledonen noch vollständig aus. Dahingegen sind die carbonischen Moräste und dschungelartigen Dickichte die Wohnstätten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere, nämlich der Stegocephalen, — und endlich die Sümpfe und süßen Gewässer der permischen Periode die Heimat der ersten Saurier, formenreicher Stegocephalen und zahlreicher kleinschuppiger heterocercaler Ganoiden, während sich gleichzeitig die Ammonoiten des offenen Meeres durch Annahme verwickelterer Suturen bereits den typischen mesozoischen Ammoniten mehr und mehr nähern. Kurz, jede

der paläozoischen Perioden wird durch einen Fortschritt in der Stufenleiter des organischen Lebens gekennzeichnet, wenn sich auch noch keine zur Erzeugung von angiospermen Dicotyledonen, von Knochenfischen und warmblütigen Wirbeltieren emporzuschwingen vermochte.

Die fortschrittliche Entwicklung des organischen Lebens, welche schließlich in der Jetztzeit ihren Gipfelpunkt finden sollte, äußerte sich jedoch nicht allein im Auftreten neuer Gestalten, sondern auch gleichzeitig in dem Aussterben sich gewissermaßen überlebt habender, älterer Formen. So verschwinden am Ende der paläozoischen Zeitalter die Lepidodendren, Sigillarien, Calamiten, Sphenophyllen, sowie die große Mehrzahl der Farne, welche im Devon erstehen und in der carbonischen Periode das Maximum ihrer Entwicklung erreichen, wieder von der Weltbühne. Die Lebensfähigkeit der Graptolithen erlischt mit dem Silur, die der Cystideen, Blastoideen und Palechiniden mit der carbonischen und permischen Periode. Ebenso ist die Existenz der zahlreichen rugosen und tabulaten Korallen, sowie vieler Brachiopodengattungen, z. B. Strophomena, Orthis, Atrypa, Pentamerus, Productus, Stringocephalus, Uncites, endlich diejenige der mehr als 4700 Species von Trilobiten ausschließlich auf das paläozoische Zeitalter beschränkt. Dasselbe gilt von den Goniatiten und Clymenien, von den Eurypteriden und von den Panzerfischen, während die heterocercalen kleinschuppigen Ganoiden am Ende der paläozoischen Periode bis auf wenige Arten verschwinden, die erst im Verlaufe des mesozoischen Zeitalters aussterben.

An Stelle der mit der paläozoischen Periode erlöschenden Tiere und Pflanzen tritt eine neue, abwechslungsreichere und, in ihrer Gesamtheit aufgefasst, höher organisierte Welt. Ihr Erscheinen ist für die Erde der Beginn einer neuen, der mesozoischen Ära.

C. Die mesozoische Formationsgruppe.

Die mesozoische Formationsgruppe ist eine über 3000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden Sandsteinen, Kalksteinen, Dolomiten, Mergeln, Schieferthonen und plastischen Thonen nebst Steinkohlen, Gyps und Steinsalz, deren Ablagerung in eine Zeit fällt, in welcher die Pflanzenwelt namentlich durch gymnosperme Dicotyledonen, also Coniferen, vor allem aber durch Cycadeen und neben diesen durch Farne, — die Tierwelt durch Korallen, die dem Typus der Jetztzeit angehören (also solche mit sechsstrahligem Bau, Hexacoralla), echte Seeigel, zahlreiche Gastropoden und Zweischaler, namentlich aber durch über 5000 Species der höchst stehenden Mollusken, der Ammoniten und Belemniten, endlich durch Ganoiden, sowie hai- und rochenartige Knorpelfische, ferner durch gepanzerte Amphibien, Labyrinthodonten, und

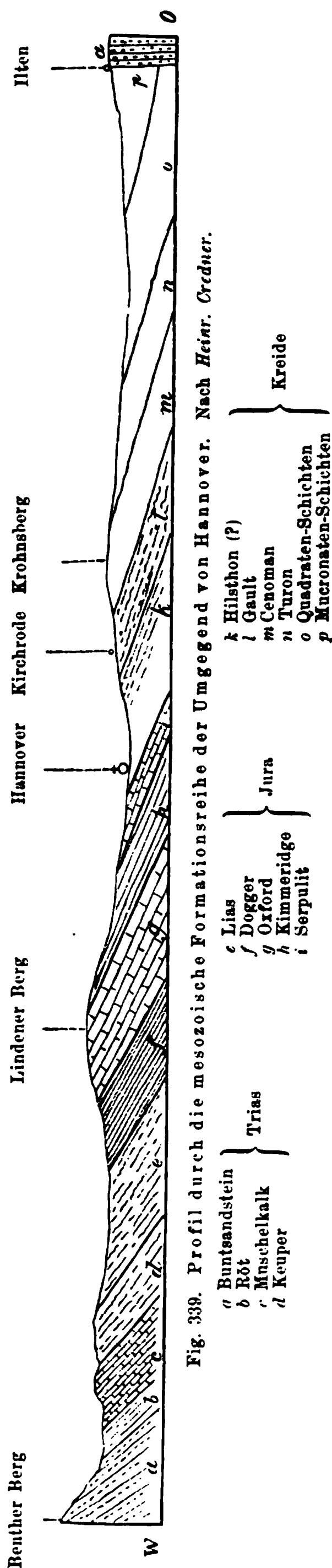


Fig. 339. Profil durch die mesozoische Formationsreihe der Umgegend von Hannover. Nach Heiar. Credner.

durch Reptilien repräsentiert wird. Letztere erreichen jetzt ihren größten Formenreichtum und z. T. colossale Riesengestaltung und sind vorzugsweise vertreten durch die meerbewohnenden Ichthyosaurier und Sauropterygier (Ichthyosaurus, Nothosaurus, Lariosaurus, Plesiosaurus, Placodus), durch flatternde Pterosaurier (Pterodactylus, Rhamphorhynchus), durch Krokodilier (Belodon, Aëtosaurus, Teleosaurus, Geosaurus), durch Dinosaurier (Zanclodon, Brontosaurus, Compso-gnathus, Stegosaurus, Iguanodon) und endlich durch Schildkröten. Gefäßkryptogamen, Brachiopoden, Nautilen, Crinoideen, welche während der paläozoischen Perioden den Gesamthabitus der damaligen organischen Welt bestimmten, treten stark zurück. Dahingegen fällt in die mesozoischen Zeitalter namentlich auch das Auftreten der ersten angiospermen Dicotyledonen und der ersten Knochenfische, Vögel und Säugetiere.

Die mesozoische Formationsgruppe zerfällt in:

3. die Kreide,
2. den Jura,
1. die Trias.

Die Trias.

Die Trias eröffnet die Reihe der mesozoischen Formationen (siehe Fig. 339) bildet also das Hangende des oberen Perms und das Liegende des unteren Jura, wo sie im Verbande mit einem dieser beiden oder zugleich mit beiden Schichtensystemen auftritt, hat sich aber innerhalb fast jedes einzelnen ihrer Bildungsräume in einer von den übrigen abweichenden Facies entwickelt. In Deutschland gliedert sie sich in zwei Sandstein- und Lettenformationen, vorwiegend mit Resten von Landbewohnern, beide getrennt durch eine Kalkformation mit einer

Meeresfauna, welche sich trotz Armut an Formen, durch Reichtum an Individuen auszeichnet (deutsche oder germanische Trias). In England fehlt diese kalkige Schichtengruppe (der Muschelkalk), ebenso im Osten von Nordamerika und im Süden von Afrika.

An Stelle dieser sämtlichen Gebilde tritt uns zunächst in den Alpen, dann an zahlreichen Stellen in Südeuropa, Indien, Centralasien, Neuseeland, Japan, Sibirien und dem Westen von Amerika eine wesentlich kalkig-dolomitische Schichtenreihe von z. T. enormer Mächtigkeit und mit einer Fülle mariner Reste entgegen, welche mit den deutschen, sowie mit den ihnen entsprechenden englischen, ostamerikanischen und südafrikanischen Ablagerungen nur wenig Züge gemeinsam hat. Im Laufe der letzten Jahrzehnte hat sich herausgestellt, dass diese anfänglich für Localbildungen gehaltenen alpinen und die ihnen ähnlichen außeralpinen Complexe die eigentlichen, allgemein verbreiteten, continuirlichen Meeresniederschläge, also die normale pelagische Facies der Trias repräsentieren, während die deutschen und die übrigen ihnen mehr oder weniger ähnlichen Ablagerungen nur ebenso viele räumlich beschränkte Localfacies, nämlich solche der Flachsee, der Buchten und der angrenzenden Ufer des Triasoceans sind. Die Trias der Alpen u. s. w. verhält sich demnach zur deutschen Trias ungefähr wie der Kohlenkalk zur productiven Steinkohlenformation und wie das pelagische Perm zur Dyas (S. 464 u. 488).

Der Ausgangspunkt für die Kenntniss der Trias war jedoch die deutsche; sie hat dieser Formation den Namen gegeben und heute noch ist ihre Gliederung maßgebend für diejenige der außerdeutschen Äquivalentgebilde.

A. Die Binnenfacies der Trias.

Die deutsche Trias.

Litteraturangaben über die deutsche Trias:

- H. Eck. Die Formation des bunten Sandsteines und Muschelkalkes in Oberschlesien. Berlin 1865.
- F. Nötling. Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 300.
- H. Eck. Rüdersdorf u. Umgebung. Abh. z. geol. Specialkarte v. Preußen. Bd. I. 4. Berlin 1872.
- E. Carthaus. Die Triasformation im nordöstl. Westfalen. Würzburg 1886.
- W. Frantzen. Gliederung des Unt. Muschelkalkes in Westfalen und Hannover. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 453.
- Heinr. Credner. Versuch einer Bildungsgeschichte der geognost. Verhältnisse des Thüringer Waldes. Gotha 1855. Ferner dessen Aufsätze im N. Jahrb.
- K. von Seebach. Die Conchylien-Fauna der Weimarischen Trias. Berlin 1862.
- E. E. Schmid. Über den unteren Keuper des östl. Thüringens. Abh. z. geol. Specialkarte von Preußen. 1874. — Das ostthüringische Röt. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884.

- S. 92. — Die Wachsenburg. ebend. 1883. S. 267. — Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.
- M. Bauer. Über die geol. Verhältnisse der Seeberge und des Galberges bei Gotha. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 4.
- R. Wagner. Buntsandst. u. Muschelkalk bei Jena. Jahresber. d. Ackerbauschule zu Zwätzen b. Jena. 1887.
- S. Passarge. Der Röt im östl. Thüringen. Jena 1894.
- J. G. Bornemann. Beitr. z. Kenntnis des Muschelkalkes in Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1885. S. 267. — ebend. 1883. S. 383, 1885. S. 267. — Über den Muschelkalk. ebend. 1888 S. 447.
- W. Frantzen u. A. v. Koenen. Gliederung des Wellenkalkes im mittl. u. nordw. Deutschland. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 440.
- A. Tornquist. Der Gypskeuper von Göttingen. Göttingen 1892.
- R. Kluth. Der Gypskeuper im mittleren Wesergebiet. Göttingen 1894.
- H. Pröscholdt. Beitr. z. näheren Kenntnis des unt. Muschelkalkes in Franken und Thüringen. Progr. der Realschule. Meiningen 1879. — Ders. Die Marisfelder Mulde. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 190. — Ferner: ebend. 1884. S. 239. Gliederung des Buntsandsteines. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 343.
- W. Frantzen. Übersicht der geol. Verh. bei Meiningen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 47. — ebend. 1884. S. 457. — Über Chirotheriensandstein. ebend. 1883. S. 347. — ebend. 1888. S. 440 u. 453.
- H. Loretz. Keuper bei Coburg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 440.
- C. W. Gümbel. Die geogn. Verh. des fränkischen Triasgebietes. Bavaria. Bd. IV. Heft 44. 1865. — Geogn. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 590.
- A. Schenk. Fossile Flora der Grenzsichten des Keupers und des Lias Frankens. Wiesbaden. 1867.
- Fr. Sandberger. Die Gliederung der Würzburger Trias u. ihre Äquivalente. Würzb. naturw. Zeitschr. Bd. VI. 1868. S. 434. (S. auch N. Jahrb. 1868. S. 234, 362 u. 623.) Die Trias im mittleren Maingebiete. Gemeinnützige Wochenschr. 1882. Nr. 4—6. Übersicht d. Versteinerungen d. Trias Unterfrankens. Würzb. 1890.
- F. v. Alberti. Überblick über die Trias. Stuttgart 1864.
- H. Thürach. Gliederung des Keupers im nördl. Franken. Geognöst. Jahreshefte, Kassel 1888. S. 75. u. 1889. S. 4.
- H. Eck. Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Muschelkalkes. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 32. — Buntsandstein im Odenwald. ebend. 1884. S. 464. — Das Lager des Cerat. antecedens. ebend. 1885. S. 466. — Erläut. z. geogn. Karte v. Lahr. Lahr 1884. S. 83.
- Th. Engel. Geogn. Wegweiser durch Württemberg. 2. Aufl. Stuttgart 1896.
- E. W. Benecke u. E. Cohen. Geogn. Beschr. d. Umg. v. Heidelberg. Straßburg 1884. S. 294—463.
- F. Schalch. Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstl. Schwarzwalde. Schaffhausen 1873. — Der obere Buntsandstein, Muschelkalk u. Keuper v. Mosbach u. Kappenaus. Mitt. d. Bad. geol. La. B. II. S. 497.
- E. W. Benecke. Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur. geol. Spec.-Karte v. Els.-Lothr. Straßburg 1877. — Über den Buntsandst. v. Weißenburg. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886.
- E. Schumacher. Der untere Muschelkalk im n. ö. Deut. Lothringen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. II. 1889. S. 444.
- A. Steuer. Der Keupergraben von Balbronn. ebend. Bd. IV. 1896. S. 495.
- A. Leppla. Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahreshefte. Bd. I. Kassel 1888. S. 39.

- E. Weiß. Gliederung der Trias im Saarbrückenschen. N. Jahrb. 1869. S. 245. — Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 837. — Erläut. z. geol. Specialk. v. Preußen. Blatt Hamweiler, Bouss, Dudweiler u. a.
- G. Meyer. Lagerungsverh. d. Trias am S.-Rande des Saarbr. Steinkohlengeb. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886. S. 4.
- H. Grebe. Die Triasmulde zwischen Hunsrück und Eifel-Devon. J. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 462.
- M. Blanckenhorn. Die Trias am Nordrande d. Eifel. Abh. z. geol. Specialk. von Preuß. Bd. VI. 2. Berlin 1885. — Derselbe. Die foss. Flora des Buntsandst. u. d. Muschelkalkes v. Commern. Palaeontogr. Bd. XXXII.

Die deutsche Trias besteht aus drei von einander durch petrographische und zum Teil auch paläontologische Eigentümlichkeiten ziemlich scharf

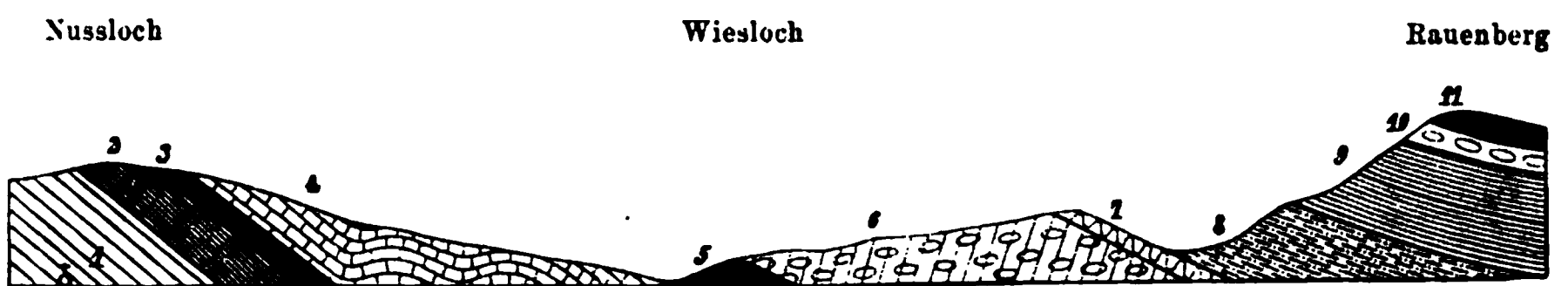


Fig. 340. Profil durch die Trias am Südabhange des Odenwaldes. Nach E. W. Benecke.
1 Buntsandstein. — 2, 3 u. 4 Muschelkalk: 2 Wellenkalk; 3 Anhydritgruppe; 4 oberer Muschelkalk.
— 5—11 Keuper: 5 Lettenkohलगruppe; 6 Untere Mergel und Gyps; 7 Keuperwerkstein; 8 Gruppe der roten Mergel; 9 Bunte Mergel und Kiesel sandstein; 10 Knollenmergel; 11 Bonebed-Sandstein.

getrennte Unterabteilungen, und zwar (siehe Fig. 339 und 340) von oben nach unten in:

3. Keuper, eine Mergel-, Gyps- und Sandsteinbildung mit vorwaltenden Resten von Bewohnern des Landes, sowie von solchen des Litorals.

2. Muschelkalk, eine marine Kalksteinformation mit Resten von Meeresbewohnern.

1. Buntsandstein (Bunter Sandstein), eine Sandsteinformation mit Resten von Bewohnern des seichten Meeres und des Landes.

1. Der Buntsandstein.

Petrographischer Charakter. Wie der Name dieser Schichtengruppe andeutet, besteht dieselbe vorwaltend aus sehr verschiedenartig gefärbten Sandsteinen. Dieselben sind fast durchweg Quarzsandstein mit thonigem, kieseligem oder eischüssigem Bindemittel und abhängig von diesem zum Teil fest bis quarzitartig, zum Teil weich und zerreiblich, ja locker und an der Luft zu losem Sande zerfallend. Das kieselige Cement bildet zuweilen winzige wasserhelle Quarzkryställchen auf der Oberfläche der rundlichen Quarzkörnchen, namentlich des mittleren Buntsandsteins. Auch die Färbung der Sandsteine wird von dem Cemente bedingt und ist vorherrschend rothbraun, gelb, grünlich, weiß oder buntgesprenkelt und gefleckt. Der untere weiße Buntsandstein des Thüringer Waldes und des

Werrathales ist so reich an Kaolin, dass auf dessen Gewinnung die ganze Porzellanmanufaktur jener Gegend beruht.

Der Bunte Sandstein besitzt eine sehr deutliche Schichtung, mit welcher nicht selten ein plötzlicher Wechsel der Gesteinsfarbe Hand in Hand geht, wodurch sie noch deutlicher hervorgehoben wird. Die Schichten sind zum großen Teile mehrere Fuß mächtig, weniger häufig plattenartig, also

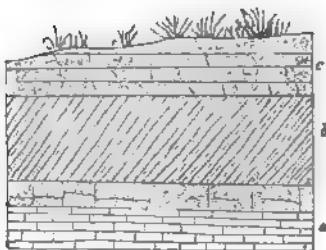


Fig. 341. Profil oberhalb Sühler Neudorf im Thüringer Walde. (H. Crd.)
a Braunroter, plattenförmiger Sandstein. —
b Discordant-schieferiger, rot- und weiß-
gestreifter Sandstein. — c Grauer Mergel-
sandstein.

nur etwa zollmächtig, oder endlich, besonders in den oberen Niveaus des Buntsandsteines, sobald sich zahlreiche Glimmerblättchen zu den Sandkörnern gesellen, dünn-schieferig. In ersterem Falle zeigen sie nicht selten die Erscheinung der Diagonalstructur (Fig. 344) oder der discordanten Parallelstructur*).

Die Sandsteine umschließen so häufig rundliche oder eckige Partien von Thon (Thongallen), dass diese als eine ganz charakteristische Eigentümlichkeit des Buntsandsteines zu betrachten sind. Oftmals lagerte sich infiltrierte Kieselsäure über die

Quarzkörner, ringsum ausgebildete Quarzkrystalle mit eingeschlossenen Körnern erzeugend. Solche krystallinische Quarzsandsteine sind in Thüringen, in der Rhön, im Schwarzwalde und in den Vogesen verbreitet.

Nächst den Sandsteinen sind es besonders rote und hunte Schieferletten, Thone und Mergel und eingelagert in diesen Gyps, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Buntsandsteinformation nehmen, deren oberste Abteilung, der Röt, in Mittel- und Norddeutschland fast ausschließlich von ihnen gebildet wird. Letzterer umschließt bisweilen, so bei Arnstadt, bei Schöningen im Braunschweigischen, bei Hannover, bei Salzgitter mächtige Einlagerungen von Steinsalz. Conglomerate spielen meist nur eine untergeordnete Rolle in der hier besprochenen Schichtenreihe. — Rogenstein bildet am Nord-, Ost- und Südrande des Harzes in dem unteren Buntsandstein teils mächtige Lagerzonen, teils starke Bänke, welche jedoch am südlichen Harz ihre Mächtigkeit verlieren und etwas westlich von Nordhausen ganz verschwinden. Anderwärts ist derselbe nur noch im unteren Buntsandstein von Rüdersdorf bekannt. Dolomit tritt in vielen Gegenden in Form schwacher Bänkchen untergeordnet zwischen den Mergeln des Röt und den Letten des unteren Buntsandsteines auf. Sehr häufig (z. B. bei Waltershausen und am Singerberge im Thüringer Walde, sowie in Franken) sind die Schichtungsflächen der dünn geschichteten, mer-

* W. Frantzen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 4892. S. 438.

geligen Sandsteine des oberen Buntsandsteines von würfeligen Pseudomorphosen nach Steinsalz bedeckt, welche augenscheinlich dadurch entstanden sind, dass sich Kochsalzkrystalle aus verdunstenden Pfützen am Meeresstrande auf deren Boden abschieden, später von Schlamm bedeckt, wieder aufgelöst, weggeführt und von Schlammmasse ersetzt wurden.

Erzführung. Der Buntsandstein ist zuweilen das Muttergestein von Erzen. Dies ist z. B. bei Commern in der preußischen Rheinprovinz der Fall. Dort lagern die schwach nach Norden fallenden Schichten des Buntsandsteines unmittelbar auf Unterdevon auf und bestehen aus wechselagernden Conglomeraten und feinkörnigen, weißen, lockeren Sandsteinen in einer Mächtigkeit, welche 40 m erreicht. Sie sind mit 4—8 mm großen Körnern von Bleiglanz (Knottenerz) in überraschender Gleichmäßigkeit erfüllt und repräsentieren eine der wertvollsten Bleierzlagerstätten Deutschlands. Unter ganz analogen Verhältnissen treten Bleiglanz und Weißbleierz im Buntsandsteine bei St. A. v. d. westlich von Saarbrücken auf. Bei Twiste unweit Arolsen enthält der Buntsandstein in einer Mächtigkeit von 3—4 m Imprägnationen von Kupferglanz, namentlich aber Malachit, welche sich vorzugsweise auf den feinen Klüften in diesem Gesteine concentrirt haben, in deren Nähe der sonst rotbraune Sandstein gebleicht ist. In ähnlicher Weise treten bei Bulach im württembergischen Schwarzwalde Fahlerz, Kupferlasur und Malachit im Buntsandsteine auf und sind in früheren Zeiten das Object eines Bergbaues gewesen, ferner Gänge von Schwerspat und Eisenerz.

Paläontologischer Charakter. Der Buntsandstein ist gewöhnlich sehr arm an organischen Resten, nur einzelne Gegenden und Schichten (z. B. am westlichen Fuße der Vogesen, im Elsass, in Baden, bei Bernburg, in Oberschlesien) machen davon eine Ausnahme, indem gewisse Sandsteine, Mergel und Schieferthone eine ziemliche Menge pflanzlicher, die Dolomite einige tierische Reste bergen. Einige der wichtigsten und zum Teil sehr charakteristischen Pflanzenformen sind: *Equisetum Mougeoti* Schimp. und, ebenfalls zu den Equisetaceen gehörig, *Schizoneura paradoxa* Schimp., deren nicht seltener Holzkörper sich von *Equisetum* durch viel breitere Längsrippen unterscheidet, ferner zwei Farne: *Anomopteris Mougeoti* Schimp. und *Caulopteris Voltzi* Schimp., endlich einige Abietiden, nämlich *Albertia elliptica* Schimp. und *Voltzia heterophylla* Brongn. (Fig. 342), erstere mit breiten elliptischen, letztere an den jüngeren Zweigen mit langen, linearen, an den älteren Zweigen mit pfriemigen, kurzen Blättern.

Tierische Überreste sind vorzugsweise aus den oberen Horizonten des Buntsandsteines bekannt. Das hier sehr häufige *Rhizocorallium Jenense* Zenk. wird als ein Hornschwamm gedeutet. Dem mittleren Buntsandstein Norddeutschlands gehört *Gervillia Murchisoni* an. Ein durch fast ganz Deutschland weitverbreitetes Leitfossil des oberen Buntsandsteins, des Röt,

ist *Myophoria costata* Zenk. sp. (*M. fallax* Seeb., Fig. 343) und *Modiola hirudiniformis* v. Schl. Neben ihnen erscheinen schon hier

mehrere Arten der späteren Muschelkalkfauna. Selten, aber von Bedeutung ist *Ammonites* (*Beneckeya*) *tenuis* v. Seeb. Verbreitet ist ferner *Estheria Albertii* Voltz. Ganz eigentümlich ist die Häufigkeit von Fährten riesiger Amphibien im oberen Buntsandsteine (Fig. 344). Sie bestehen aus den Fußtapfen eines seinem Äußeren und seinem Baue nach unbekannten,



Fig. 342. *Voltzia heterophylla* Brongn.
Endzweig, Mittelszweig, Fruchtzweig.

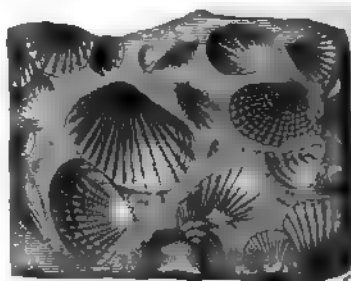


Fig. 343. *Myophoria costata* Zenk. sp.
Nach F. Römer.

Chirotherium genannten Labyrinthodonten, die sich z. B. unweit Hessberg bei Hildburghausen, bei Jena und Kahla, bei Karlshafen an der Weser, bei Kissingen, Würzburg, im Tauberthale und am südlichen Schwarzwalde im oberen Buntsandstein finden, und deren Urheber den triadischen Meeresstrand in großer Menge belebt haben müssen. Diese Fußtapfen und deren auf der ihnen zugekehrten Fläche der nächsten Schicht befindlichen, durch Ausfüllung der Eindrücke entstandenen reliefartigen Abgüsse lassen auf das deutlichste erkennen, dass die sie verursachenden Tiere fünfzehige, aber ungleich große, größere hintere und kleinere vordere Füße besessen haben. In demselben Horizonte finden sich in der Umgebung von Bernburg die ausgezeichnet erhaltenen Schädel zweier Labyrinthodonten *Trematosaurus Braunii* Burm. und *Capitosaurus nasutus* v. M., bei Herzogenweiler im südlichen Schwarzwalde Reste von *Tremat. Fürstenberganus* v. M. Aus dem oberen Buntsandstein von Riehen bei Basel stammt ferner *Labyrinthodon* (*Aristodesmus*) *Rütimeyeri* Wied. Endlich kommen in dem oberen Niveau des Buntsandsteines, so bei Süldorf südwestlich von Magde-

burg und im südlichen Schwarzwalde, Ganoidschuppen in solcher Menge vor, dass sie gewisse Lagen des Sandsteines fast schwarz färben.

Die Fährten, welche die *Chirotherien* wahrscheinlich während der Ebbezeit in dem frisch abgesetzten Schlamme des triadischen Meeresufers zurückließen, die netzförmigen Sprünge, welche die mit solchen Fußspuren bedeckten Schichtenflächen kreuzen und nur infolge des Trocknens des bis dahin feuchten Schlammes entstanden sein können, die Wellenfurchen auf denselben Sandsteinen, die Diagonalschichtung vieler Sandsteinbänke, endlich die Reste von Landpflanzen und die von Labyrinthodonten weisen darauf hin, dass die Buntsandsteinformation eine Strandbildung ist.



Fig 144. a *Chirotherium*-Fährten auf einer Sandsteinplatte. -- b Abdruck eines einzelnen Fußstapfens.

Gliederung des Buntsandsteines. Teils nach Verschiedenheiten in der petrographischen Zusammensetzung der Schichtenreihe des Buntsandsteines, teils nach paläontologischen Anhaltspunkten gliedert sich derselbe in 3 Abteilungen:

Oberer Buntsandstein oder Röt: Bunte Letten und Mergel mit Dolomit, Gyps und Steinsalz, anderenorts zum Teil oder ganz vertreten durch glimmerreiche Thonsandsteine, local mit kalkigen *Myophorien*bänken (*Myophoria costata*, *Gervillia socialis*, *Lingula tenuissima*, *Ammonites tenuis*), sowie mit Voltziensandstein (*Anomopteris Mougeoti*, *Voltzia*

Die Gliederung des Buntsandsteines

am südlichen Rande des Harzes nach <i>Eck</i> , von <i>Seebach, Giebelhausen</i> .	Thüringen nach <i>Heintz, Crdner</i> , <i>Schmid u. A.</i>	in der Gegend von Meiningen nach <i>Franken</i> und <i>Proscholdt</i> .	im Spessart und in der Gegend von Würzburg nach <i>Sandberger</i> , <i>Günzel u. Thürauf</i> .	am Südb- hange des Odenwaldes nach <i>Bencke</i> .	im Schwarzwald nach <i>Eck</i> .	im Elsass nach <i>Bencke</i> und in Lo- thringen nach <i>Weiß</i> .
Obere gypsfreie Stufe, Braune und grüne 30 bis 35 m mächtig, ledig- lich aus roten und grünen von Gyps u. Dolomit. Mergeln bestehend. Rote Mergel Steinsalz. Rote Mergel mit Quarzitbänken. Untere gypsführende Mer- Stufe, rote und grüne Mer- gel und Dolomite. gel mit Gypslagern, mit La- m. Ben. tenuis. Gypse. gern von Thonquarzit, diese Chirotheriensandst. m. Steinsalzpseudomorphosen. In ihrer Mitte eine Dolomit- bank (Rhizocorallium-Dolomit) mit Myophor. costata, Rhiz- Jenense. Weißer Sandstein mit Kieselausscheidungen.		Rote, graue und grüne Thone mit Bänken von quarzit. Sandstein. Glimmerreiche, dünnplattige und quarzitische Sandsteine in wechselnder Mächtigkeit. Chirotheriumsandstein mit Karneol.	Roter Schieferthon Dolomitische Sandsteinschiefer oder Mergel mit Myoph. costata, M. vulgaris. Rote Schiefer- letten. Chirotherium- Sandstein. Roter Sandstein mit Equiset. Mougeoti und VOLTZIA. Violetter Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote Schiefer- thone, in ihrer mittl. Mächtig- keit eine Sand- steinlage mit Myoph. vulgaris, Myacites. Darunter helle Sandsteinbänke mit Labyrinthho- donden. Plattensandstein. an der Basis mit Dolomitknollen und Karneol.	Rote Schieferthone und rote, feinkörnige, glimmerige Sand- steine mit thonigem Binde- mittel; unten mit Einlage- rungen von Sandsteinen mit zahlreichen Dolomitknauern: die unterste Bank auch mit Karneol. Anomopteris Mou- geoti, Equisetum Mougeoti, Estheria Albertii.	Rote und blaue Grenzletten. VOLTZIENSAND- stein, feinkörnig, hart, mit VOLTZIA, Endolepis, Ano- mopteris, Caenopteris u. a. Rote, violette, oft kieselige Sand- steine, an der Basis m. Karneol und Dolomit- knollen.
Grobkörnige Sand- steine, zum Teil ohne Binde- mittel, deshalb locker, die Körner oft mit Krystallflächen, hellrotlich. Zwischen den Sandsteinen Schieferplatten, diese z. T. mit Estheria Alberti u. Ger- villia Murchisoni.	Helle feinkörnige od. grobe Sandsteine, die wechsellagernd mit Thonen u. Mergeln, oft dolomitisch oder mit Pseudomorphosen nach Steinsalz. Kleinkörnige graue Sandsteine in mäch- tigen Bänken m. Thon- und Mergelgallen und Zwischenlagern.	Grobkörniger Sand- stein, vorwiegend grobkör- nige Sandsteine, zwischen die sich Bänke mit feinerem Korn einschalten. Zu unterst mit linsengroßen Geröllern von Karneol und Milchquarz.	Rote, weiße und thonige Sandsteine mit 3 Geröllhori- zonten u. Pseudo- morphosen sand- stein.	Hauptbuntsand- stein: dickge- schichtete, meist rote Sandsteine, zonenweise viel Thongallen, oben mit vereinzelt Kieselgeröllern. An der Basis lockere Sandst. mit Geröllern von Quarz u. krystall. Gesteinen (Eck- sches Conglomer.)	Teils grob-, teils feinkörnige, blassrötliche, glimmerarme Sandsteine, bindemittelarm oder mit kieselig. Cement. Quarzkörner oft mit Krystall- flächen. An der oberen Grenze conglomeratisch durch Kiesel- gerölle, etwa 30 m über der unteren auch durch Gerölle kryst. Gesteine. Zu unterst erst das Eck'sche Conglomerat.	Rote meist thon- arme Sandsteine, zu oberst Conglo- merate, verstei- nerungsleerer Hauptbunt- sandstein.
Feinkörnige, meist rötliche, thonige Sandsteine, in schwa- chen Bänken, durch Glimmer- reichtum oft dünnstiefig, mit einigen Einlagerungen von dolomitischem und kalkigem Rogenstein, welche sich westlich von Nordhausen auskeilen.	Bunte sandige Mergel, wechsellagernd mit schwachen Sandstein- lagen, oder solchen von Thonquarzit. Ganz unten local (Conglomerate.	Ungleichkörniger Sand- stein mit zahlreichen Thon- gallen. Feinkörnige, oft bunt- gestreifte, meist plattige Sandst.; weiße kaolinführende Sandsteine. Rote Thone (Bröckel- schiefer) mit dünnen Sand- stein- und Dolomitbänken.	Rote Schieferletten (Lieberstiege) mit Roteisen erz und Sandsteinbän- chen.	Helle Sandsteine mit grünen, und rotesandsteinem. braunen Flecken (Tigersandstein). Oft kaolinisches Cement. Rote Thone.	Vorherrschend weiße, fein- oder mittelkörnige, nicht glimmerarme Sandsteine mit etwas thonigem Bindemittel. Im südlichen Schwarzwalde fehlend.	Feinkörnige, weiße und bunte, thonige Sand- steine u. Thone. In den südlichen Vogesen fehlend.

heterophylla) und Chirotheriensandstein. Die unterste Stufe des Röt ist durch Lagen und Knollen von Dolomit und Karneol ausgezeichnet (Karneolbank).

Mittlerer Buntsandstein: fast ausschließlich bunte, teils grob-, teils feinkörnige, glimmer- und bindemittelarme Sandsteine; in Süddeutschland mit Conglomeraten und geröllführenden Horizonten, sowie mit Pseudomorphosensandstein (Hauptbuntsandstein).

Unterer Buntsandstein: meist feinkörnige Sandsteine mit oder ohne Einlagerungen von Rogenstein, ferner rote Schieferthone, Letten (Bröckelschiefer, Leberschiefer).

Die Gesamtmächtigkeit der Buntsandsteinformation schwankt zwischen 200 und 500 m.

Die Tabelle auf S. 524 giebt einen Überblick über die Gliederung des Buntsandsteines in einigen der hauptsächlichsten Districte, in denen derselbe zur Ausbildung gelangt ist.

2. Der Muschelkalk.

Petrographischer Charakter. Der Muschelkalk besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus Kalksteinen und zwar zum Teil aus ganz bestimmten Varietäten dieses Gesteines, welche sich in den verschiedenen Verbreitungsgebieten der Muschelkalkformation in ungefähr demselben Niveau wiederholen. Als wichtigste derselben sind zu bezeichnen: Wellenkalk, wulstige, dünne Schichten mit fältelig- oder wellig-runzeliger Oberfläche bildend, — Oolith, aus Kalkkugeln von concentrisch-schaliger Structur bestehend, — Schaumkalk, weich, feinporös, fast schwammig, — Terebratelkalk und Encrinitenkalk (oder Trochitenkalk), ersterer aus dicht auf einander gehäuften Individuen der *Terebratula vulgaris* oder der *Ter. Ecki*, letzterer fast ausschließlich aus Stielgliedern von *Encrinus*-Arten bestehend. Einige Kalksteine des Muschelkalkes enthalten neben kohlensaurem Kalk mehr oder weniger kohlen saure Magnesia und Eisenoxydul oder Thon und gehen daher einerseits in Dolomit, anderseits in Mergel über. Die Mergel erlangen zuweilen eine ziemlich mächtige und selbständige Ausbildung und sind sehr gewöhnlich vergesellschaftet mit Anhydrit, Gyps und Steinsalz, sind dann selbst oft von Salzteilchen vollkommen imprägniert und stehen in diesem Falle dem Salzthone nahe, welcher ebenfalls als fast steter Begleiter des Anhydrites auftritt. Anhydrit, Gyps, Steinsalz und Salzthon bilden in inniger Vergesellschaftung einen wichtigen Schichtencomplex in der mittleren Etage der Formation. Dolomite oder stark dolomitische, zum Teil sehr eisen-schüssige Kalksteine finden sich in vielen Regionen der Muschelkalkformation, z. B. in Oberschlesien und Thüringen. In manchen Gegenden beginnt die ganze Schichtenreihe des Muschelkalkes mit einem Complexe von zum Teil

ockerigen, auf ihren Schichtungsflächen wellig gerunzelten Dolomiten, welche einen größeren oder kleineren Teil des Wellenkalkes anderer Gegenden vertreten und Wellendolomite genannt werden.

Einen von dem normalen ganz abweichenden petrographischen Charakter besitzt die Muschelkalkformation im Gebiete der Saar, Mosel und im Luxemburgischen, sowie in der Gegend von Baireuth, wo die untere Abteilung derselben nicht kalkig, sondern sandig ist, so dass man dort von einem Muschel- oder Wellensandstein, d. h. einem Sandsteine mit den organischen Resten des Wellenkalkes sprechen kann.

Manche Schichtungsflächen des Muschelkalkes sind bedeckt mit wurm- oder hufeisenförmigen, seltener spiraligen, fingerdicken Wülsten von Kalkstein, sogenannten »Schlangenhülsten«, welche als versteinerte Hornschwämme (Rhizocorallien) betrachtet werden. Sehr häufig greifen auf einander liegende Kalksteinschichten infolge ungleicher Druckeinwirkung in cylindrischen oder conischen Fortsätzen in einander ein. Die geraden oder gebogenen, längsgestreiften, nach aufwärts oder abwärts gerichteten Kalkcylinder tragen an ihrem Ende gewöhnlich den ihrem Umfang entsprechenden Teil derjenigen schwachen Lettenlage, welche die Kalksteinschichten von einander trennt, beziehungsweise diejenigen festen Körper (Muscheln, Knochen u. s. w.), welche ursprünglich auf den Schichtflächen gelegen hatten; sie werden als Stylolithen bezeichnet und finden sich, wenn auch schon in Kalksteinen älterer Formationen (Silur, Zechstein), doch am schönsten im Schaumkalk von Rüdersdorf und im oberen Muschelkalk von Württemberg. Bei conischer Verzapfung der Kalksteinschichten hat keine Zerreißung, sondern nur eine hohlkegelartige Auftreibung der Lettenlage stattgefunden (selten bei Rüdersdorf beobachtet).

Während der Ablagerung der Trias sind Ergüsse von vulkanischen Gesteinen auf deutschem Boden nicht erfolgt, so dass hier die gesamte triadische Schichtenreihe rein sedimentären Ursprungs ist.

Erzföhrung. Der Muschelkalkformation gehören die Eisenerz-, Bleiglanz- und Zinkerzlagertstätten von Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien, sowie die Galmeivorkommen von Wiesloch in Baden an. Ihre Bildung fällt jedoch keineswegs mit der Ablagerung der sie einschließenden Gesteine des Muschelkalkes zusammen, sondern gehört späteren Zeiträumen an.

In Oberschlesien*) finden sich abbauwürdige Blei-, Zink- und Eisenerzlagertstätten besonders in zwei flachen Mulden des östlichen Muschelkalkgebietes, nämlich in der Tarnowitz-Trockenberger und der Beuthener Mulde und bilden hier mehr oder minder zusammenhängende, oft flötzartige Ablagerungen an der Basis, sowie inmitten des Himmelwitzer

*) R. Althans. Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Bd. XII. 1894. S. 87.

Dolomites (siehe S. 534 u. die Tabelle S. 532). Beide führen in dolomitischer Grundmasse entweder nur Bleiglanz und sind dann selten mehr als 1 m mächtig, oder aber wesentlich Zinkerze und erreichen dann viel bedeutendere Mächtigkeit und Ausdehnung. In letzterem Falle besteht das untere Lager vorwiegend aus Zinkblende nebst Schwefelkies und Bleiglanz, das obere fast ausschließlich aus rotem Galmei, d. h. eisenschüssigem, zinkhaltigem Dolomit. Am Ausgehenden vereinen sich beide Lager zu einem einzigen, das stellenweise bis zu 20 m anschwillt und wesentlich aus rotem Galmei und Bleiglanz besteht. Häufig setzt dieser Galmei auf Spalten und Schlotten in den das Liegende bildenden Sohlenkalkstein hinab (Fig. 345, β).

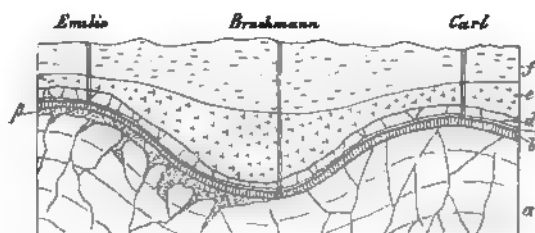


Fig. 345. Profil der Bally-Castle-Grube zwischen Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien. Nach Runge

" Sohlenkalkstein. — b Roter Galmei. — c Weißer Galmei. — d Bleiglanz. — e Dolomit. — f Brauneisenerz. — g Letten.

In solchen Vorkommnissen, sowie im Liegenden des roten Galmeis am Ausgehenden des Lagers wird der Galmei reiner und dann als weißer Galmei bezeichnet. Mächtige Lager von z. T. zink-, z. T. manganhaltigem, erdigem Brauneisenerz treten an Stelle oder im Hangenden des erzführenden Dolomites, namentlich aber selbständig in Vertiefungen des Sohlenkalksteines auf.

Bei Wiesloch in Baden*) finden sich 5 Erzstöcke, von welchen einer aus Zinkblende mit Bleiglanz und Markasit, die anderen aus Galmei bestehen, als Ausfüllungsmasse von Klüften, welche den dortigen oberen Muschelkalk durchsetzen und sich in gewissen Horizonten und zwar an solchen Stellen, wo sie den Contact von Encrinurenbänken und dichtem Kalksteine kreuzen, unregelmäßig höhlenartig erweitert haben.

Paläontologischer Charakter. Als marine Bildung ist der Muschelkalk, wie zu erwarten, außerordentlich arm an Pflanzenresten, welche sich auf das locale Auftreten von Kalkalgen, nämlich Gyroporella im unteren Muschelkalk Oberschlesiens und Diplopora im mittleren Muschelkalk von Elsass-Lothringen, ferner auf einige eingeschwemmte Farnwedelfragmente (Neuropteris Gaillardoti, und Coniferenreste (Voltzia Weissmanni) beschränken. Auch die Fauna des Muschelkalkes ist eine verhältnismäßig nicht sehr

* A. Schmidt. Die Zinkerz-Lagerstätten von Wiesloch. Heidelberg 1881.

formenreiche, wenn diese Armut auch durch die Fülle der Individuen, in welcher manche Muschelkalkspecies auftreten, weniger auffällig gemacht wird. Die wichtigsten, als charakteristische Leitfossilien zu betrachtenden Vertreter der deutschen Muschelkalkfauna sind von Echinodermen: *Encrinus liliiformis* Lam. (Fig. 346), dessen Kronen selten, dessen Stielglieder außerordentlich häufig sind, — *Encrinus Carnalli* Beyr. — *Aspidura scutellata* Bronn (Fig. 347), eine weitverbreitete Ophiure; — von Brachiopoden: *Terebratula* (*Coenothyris*) *vulgaris* Schloth. (Fig. 348a) nebst ihrer Varietät *cycloides* Zenk. das häufigste Muschelkalkfossil, — *Terebratula Ecki* Frantzen, — *Waldheimia angusta* Schloth., — *Spirigera trigonella* Schloth. (Fig. 348b), — *Spiriferina hirsuta* Alb., — *Spiriferina fragilis* Schloth., — *Spiriferina Mentzeli* v. Buch (Fig. 348c), — *Rhynchonella decurtata* Gir. sp., — *Rhynchonella Mentzeli* Buch sp. (Fig. 348d); — von Zweischalern: *Ostrea placunoides* Münster., eine kleine Auster, welche sehr gewöhnlich auf Ceratiten aufgewachsen vorkommt, — der handgroße *Pecten laevigatus* Bronn (Fig. 349), — der meist kleinere *Pecten discites* Bronn, — *Lima lineata* und *striata* Goldf., — *Gervillia socialis* Quenst. (Fig. 351), — *Myophoria laevigata* Alb. (Fig. 350), — *Myoph. cardissoides* Alb. — *Myoph. vulgaris* Bronn, — *Myoph. orbicularis* Bronn, — *Trigonodus Sandbergeri* Alb., — *Unicardium anceps* Schloth. sp. (= *Arca Schmidti* Gein.), — *Myacites musculoides* Schloth.; — von Gastropoden: *Dentalium laeve* Schloth., — *Natica gregaria* Schloth sp., — *Chemnitzia scalata* Goldf.; — von Cephalopoden: *Ammonites* (*Hungarites*) *Strombecki* Griep., — *Ammonites* (*Beneckeia*) *Buchi* Alb. und *cognatus* Wag., — *Ammonites* (*Balatonites*) *Ottonis* Buch, — *Ammonites* (*Ceratites*) *antecedens* Beyr., — *Ammonites* (*Ceratites*) *semipartitus* Buch, — *Ammonites* (*Ceratites*) *nodosus* Haan (Fig. 352), — *Ammonites* (*Ptychites*) *dux* Gieb., — *Ammonites* (*Acrochordiceras*) *Damesi* Nötl., — *Nautilus bidorsatus* Bronn und dessen Kiefer *Rhyncholithes hirundo* Big. (Fig. 353) und *Conchorhynchus avirostris* Blainv.; — von Arthropoden: ein dem Genus *Astacus* nahe stehender langschwänziger Krebs *Pemphix Sueuri* Bronn. Von Fischresten sind namentlich die kegelförmigen, mit beiderseitigen Nebenzähnen versehenen Zähne von *Hybodus plicatilis* Ag. (Fig. 354a), sowie die flachen, mit einer mittleren Längsfalte versehenen Pflasterzähne von *Acrodus*, ferner die spitz kegelförmigen, mit gefalteten Wurzeln versehenen Zähne von *Saurichthys apicalis* Ag. (Fig. 354b), endlich die rhombischen Schuppen von Ganoidfischen (*Gyrolepis* und *Colobodius*) häufig. Zu ihnen gesellen sich Schädel, Oberkiefer und Zähne von *Placodus gigas* Ag. (Fig. 356), eines theromorphen Reptils, sowie die Reste der ältesten Meeres-saurier, *Nothosaurus mirabilis* Münster. (Fig. 355), *N. Andriani* v. M.,

N. angustifrons v. M., *N. latifrons* Gür., *Anarosaurus* Dames, *Cymatosaurus* v. Fritsch. Der Schädel von *Placodus* ist sehr niedrig, hat große



Fig. 346.

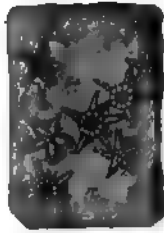


Fig. 347.

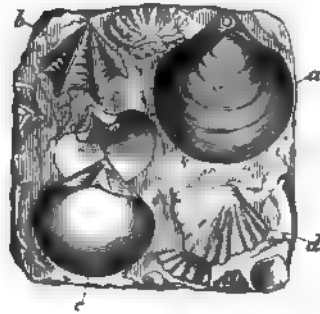


Fig. 348.

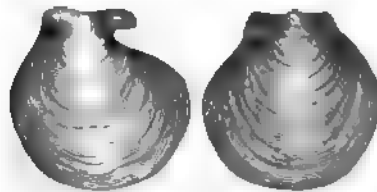


Fig. 350.



Fig. 351.



Fig. 352.

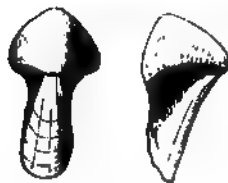


Fig. 353.

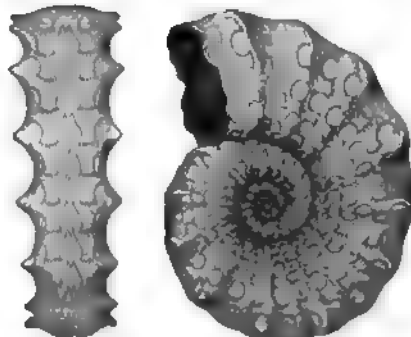


Fig. 354.

Fig. 346. *Enerinus liliiformis* Lam. — Fig. 347. *Aspidura scutellata* Bronn. — Fig. 348. a *Terebratulina vulgaris* Schloth.; b *Retzia* (*Spirigera*) *trigonella* Schloth.; c *Spiriferina* *Mentzeli* Buch; d *Rhynchonella* *Mentzeli* v. B. sp. — Fig. 349. *Pecten laevigatus* Bronn. — Fig. 350. *Myopheria laevigata* Alb. — Fig. 351. *Gervillia socialis* Quenst. — Fig. 352. *Ceratites nodosus* Haun. — Fig. 353. *Rhyncholites hirundo* Big. (Oberkiefer von *Nautilus*).

Schlafenöffnungen, seitlich gelegene Augenhöhlen, trägt auf Gaumen und Oberkiefer pflasterartige oder bohnenförmige schwarze Gaumenzähne von ansehnlicher Größe und vorn stumpfe meißelförmige Schneidezähne. Die flachen, schlanken, über zwei Fuß langen Schädel des *Nothosaurus* zeigen hinten die ungewöhnlich großen Schläfengruben, zwischen ihnen ein kleines Scheitelloch, etwas vor der Mitte die Augenhöhlen und vor ihnen die Nasenlöcher. Die Zwischenkiefer tragen 9 große, gestreifte Zähne, deren neununter gerade in der Mitte der Kinnspitze steht. Die scharf zugespitzten Zähne stecken in Zahngruben. Der Hals war langgestreckt und bestand aus

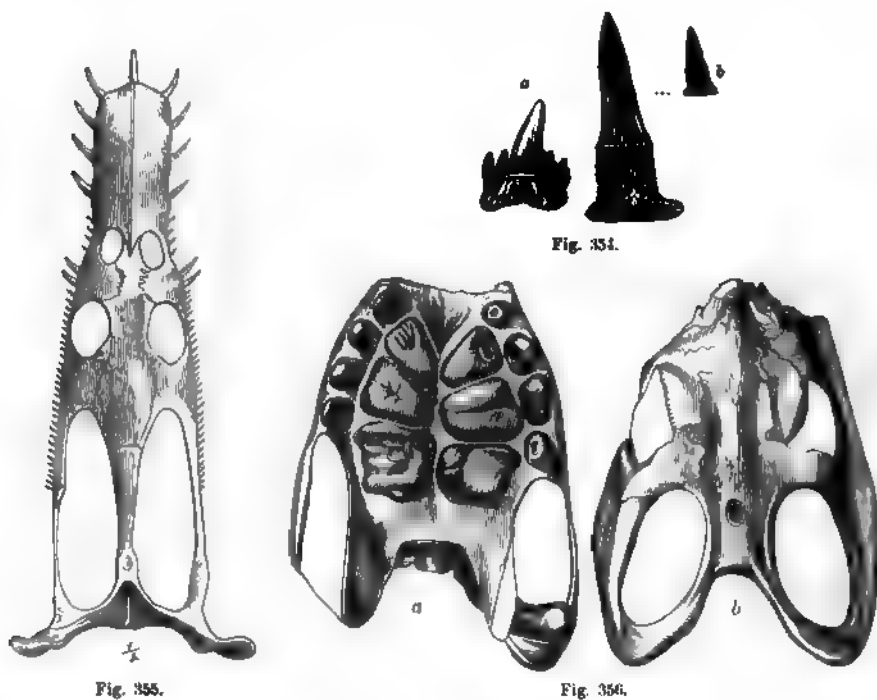


Fig. 354. a *Hybodus plicatilis* Ag.; b *Saurichthys apicalis* Ag. — Fig. 355. *Nothosaurus mirabilis* Menst. — Fig. 356. Schädel von *Placodus gigas* Ag. a von unten; b von oben.

20 Wirbeln, der gedrungene, mit einem kurzen Schwanz versehene Rumpf trug 4 Ruderfüße.

Nur schwach vertreten sind die Schwämme, von *Rhizocorallium* abgesehen (*Peronella caminensis* Beyr. sp. u. a.), die Korallen (*Montivaultia*, *Thamnastraea*, *Isastraea*, *Latimæandra*, *Stylina*), die Asteriden (*Trichasteropsis*, *Pleuraster*, *Ophioderma*, *Aspidura*), die Echiniden (*Cidaris*), die Anneliden (*Serpula*).

Gliederung der Muschelkalkformation. Man pflegt die Muschelkalkformation teils nach paläontologischen, teils nach geologischen Gesichts-

punkten (mit v. Alberti) in drei Schichtengruppen zu gliedern (siehe Tabelle S. 532—533).

a. Unterer Muschelkalk, Wellenkalkgruppe, 50 bis 450 m mächtig, aus Wellendolomit, Wellenkalk, Bänken körnigen Kalksteines, dickbänkigen Dolomiten, Mergelschiefern, eingelagerten Terebratel- und Encrinitenkalken und Schaumkalken (bei Jena mit Lagen und Nestern von Cölestin), local aus Sandstein bestehend, deren Anteil an der Zusammensetzung in den verschiedenen Gegenden aus der Tabelle auf S. 532 und 533 zu entnehmen ist. Die gesamte Schichtengruppe ist nicht besonders reich an organischen Resten, wenn man von den erwähnten zoogenen Kalksteinen absieht. Unter ihnen sind auf den unteren Muschelkalk beschränkt und als Leitformen für denselben zu betrachten: *Encrinus Brahli*, *E. gracilis*, *E. silesiacus*, *E. Carnalli*, *Holocrinus Wagneri* und *Beyrichi*, *Terebratula Ecki*, *Spiriferina hirsuta*, *Lima lineata*, *Gervillia subglobosa* und *mytiloides*, *Myophoria cardissoides*, *curvirostris* und *orbicularis*, *Ammonites Buchi*, *A. Strombecki*, *A. cognatus*, *A. Ottonis*, *Ceratites antecedens*, *Ammonites dux* und *A. Damesi*; allgemein oder local häufig, aber nicht auf unteren Muschelkalk beschränkt sind: *Terebratula vulgaris*, *Spiriferina fragilis*, *Myophoria elegans* und *laevigata*, *Natica gregaria*, *Dentalium torquatum*.

b. Mittlerer Muschelkalk, Anhydritgruppe, 30 bis 400 m mächtig, wesentlich aus Dolomiten, zum Teil mit Hornsteinknollen, zum Teil zellig bis cavernös (Zellendolomit), Kalksteinen, Mergeln, Anhydrit, Gyps und Steinsalz bestehend. Da der Gyps stockförmige und das Steinsalz unregelmäßig linsenförmige Massen zu bilden pflegen, so zeigt der ganze sich ihnen anschmiegende Complex stark gewundene und gefaltete Schichten. Hierher gehörende Steinsalzlager liefern das Material der zahlreichen Salinen der Neckargegenden und derer bei Basel, bei Erfurt, Buffleben, Stotternheim in Thüringen und werden bei Stetten in Hohenzollern, bei Heilbronn in Württemberg und bei Erfurt in Thüringen bergmännisch abgebaut. Diese mittlere Gruppe des Muschelkalkes ist außerordentlich arm an organischen Resten, die sich hauptsächlich auf *Lingula tenuissima*, einige *Myophorien* und *Gervillien*, Fischreste, Saurierknochen und -zähne beschränken, zu denen sich in Elsass-Lothringen Kalkalgen und zwar *Diploporen* gesellen (Benecke).

c. Oberer Muschelkalk, Friedrichshaller Kalk Alb., Hauptmuschelkalk Quenst., 60 bis 120 m mächtig, aus glatt- und dickschichtigem Kalkstein, dessen Bänke sich mit ihren thonigen Zwischenlagern in großer Einförmigkeit hundertfach über einander wiederholen, sowie aus dünnen Kalkplatten bestehend, zwischen welche Thone und Mergel eingeschaltet sind. Der obere Muschelkalk ist von allen drei Abteilungen am reichsten an organischen Resten. Von ihnen sind auf den oberen Muschelkalk beschränkt: *Encrinus Schlotheimi*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria*

Gliederung des

	In Oberschlesien und Polen nach Eck.	Bei Rüdersdorf nach Eck.	In Thüringen nach Heinr. Credner, E. E. Schmidt, Wagner u. A.
Oberer M. K. (Hauptmuschelkalk).	Rybnaer Kalkstein und Dolomit (Opatowitzer Kalkstein z. T. m. Cerat. nodosus, vielen Fisch- und Saurierresten, Acrodus, Hybodus, Saurichthys, Nothosaurus.	Schichten mit Ceratites nodosus, Gerv. socialis, Corbula dubia, C. gregaria, Pect. discites, Nucula elliptica u. a. 35 m. Glaukonitische Kalksteine mit Monotis Albertii, Encr.- Stielglieder. 6 m. Kalke mit Myoph. vulgaris, Gerv. costata, Hybodus, Gyrolepis. 8,7 m.	Obere Thonplatten; Wechsellagernde Kalk- und Mergelschichten mit Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus, Spirif. fragilis, Myoph. pes anseris. Bank mit Ter. cycloides (Nodosusschichten). Untere Thonplatten; Schichten mit Pecten discites, Schichten mit Gerv. socialis. Trochitenkalk (Striatalkalk). Kalke mit Lima striata, Encr. liliiformis, Oolithische Kalke mit Hornstein.
	Mergelige Dolomite, versteinierungsleer.	Mergelige Dolomite und dolom. Mergel, 65 m, mit Ling. tenuissima, Gerv. socialis, costata, Myoph. vulgaris, Acrodus, Hybodus, Gyrolepis.	Dolomitische Kalke und Kalkschiefer, zuweilen mit Einlagerungen von Anhydrit, Gyps, Steinsalz (Stotternheim, Erfurt).
	Mittlerer M. K. (Anhydritgr.)		
Unterer M. K. (Wellenkalkgruppe).	Himmelwitzer Dolomit mit Diplopora cylindrica u. silesiaca, Myoph. orbicularis. Kalkstein von Mikultschütz mit Spir. trigonella, Spir. Mentzeli, Rhynch. decurtata, Rh. Mentzeli, Encr. aculeatus. Encriniten- und Terebratelschichten, Spir. hirsuta. Schaumkalkartige Schichten von Gorasdze. Blauer Sohlenstein mit Ter. angusta, Ter. vulgaris, Sp. trigonella, Amm. Buchi.	Thonige Kalke mit Myoph. orbicularis. 8 m. Schaumkalk führende Abteilung. 80 m mit Encr. Carnalli, Encr. Brahli, Ter. vulgaris, Cid. grandaeva. Ostr. ostracina, Pect. discites u. laevigat., Lima striata, Gerv. subglobosa und costata, Myoph. vulgaris, elegans, ovata, laevigata. Chemnitzia scalata, Turbo gregarius, Dent. torquat.; Amm. Buchi, nur in den untersten Schichten, Amm. antecedens, Amm. dux. Unterer Wellenkalk. 80 m mit einigen an organ. Resten reichen Schichten, diese mit.: Rhizocor. Jense, Gerv. costata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Chemnitzia scalata, Amm. Buchi, Amm. Ottonis, nur in den obersten Schichten.	Orbicularisplatten mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk. 2—4 Bänke mit Myoph. ovata, laevigata, Gerv. costata, Amm. cognatus, Amm. dux. Wellenkalk. Terebratelbank mit Ter. vulgaris und Encrinurus-Stielgliedern. Wellenkalk. Bank mit Terebratula Ecki. Unterer Wellenkalk. Flaseriger Mergelkalk mit Lima lineata, Dentalien, Ophiuren. Ebene Kalkschiefer Cölestinschichten b. Jena mit Amm. Buchi.
	Kalk von Chorzow, Encr. gracilis, Gerv. socialis, Gerv. mytiloides, Nuc. Goldfussi, Pect. laevigatus, Naut. bidorsatus, Amm. Strombecki, Hybodus, Saurichthys. Cavernöser Kalk, versteinierungsleer.		

deutschen Muschelkalkes.

Bei Würzburg nach <i>Sandberger</i> .	In Württemberg nach <i>v. Alberti</i> u. <i>Eck</i> .	In Elsass-Lothringen nach <i>Benecke</i> (und <i>Schumacher</i>).
<p>Kalk m. <i>Trigonodus Sandbergeri</i> 2 m mächtig, östlich von Würzburg. — <i>Ostracodenthon</i>, westlich von Würzburg.</p> <p>Wulstiger Kalk m. <i>C. semipartitus</i>.</p> <p>Kalkplatten mit <i>C. nodosus</i>.</p> <p>Kalkbänke mit <i>C. nodosus</i> und <i>Pecten discites</i>.</p> <p>Encrinitenbänke mit <i>Spiriferina fragilis</i>.</p> <p>Kalkbänke mit <i>Pecten discites</i>.</p> <p>Bänke mit <i>Myoph. vulg.</i> und <i>Gerv. costata</i> mit der Hauptencrinitenbank.</p> <p>Kalke und Mergelkalke mit Hornstein.</p>	<p>Dolomite mit Hornsteinknollen, <i>Stylolithen</i>, <i>Ostr. spondylioides</i>, <i>Cerat. semipartitus</i>, <i>Myoph. Goldfussi</i>, <i>Trigonodus Sandbergeri</i>.</p> <p>Thone u. Kalkplatten m. <i>Cerat. nodosus</i>, <i>Naut. bidorsatus</i>.</p> <p>Kalkbänke mit <i>Pecten discites</i>, <i>Lima striata</i>, <i>Cer. nodosus</i>, <i>Spirif. fragilis</i>, <i>Terebr. vulg.</i>, <i>Encrinus-Stielgliedern</i>.</p> <p>Schaumkalk, <i>Oolithe</i> u. <i>Trochitenkalke</i>.</p> <p>Kalke mit <i>Pemphix Sueuri</i>.</p> <p>Trochitenkalke.</p>	<p>Dolomitische Stufe.</p> <p>Dolomite mit Fischresten, <i>Trigonodus</i>, <i>Myophoria laevigata</i>, <i>Lingula tenuissima</i>.</p> <p>Nodosenkalk, zu oberst mit <i>Cer. semipartitus</i>, <i>Terebratelbänken</i> u. <i>Bänken</i> von <i>Ostr. ostracina</i>.</p> <p>Trochitenkalk.</p>
<p>Zellendolomit, local. Thon-, Salz- und Gypsbildungen.</p>	<p>Zellendolomit und Kalk mit Chalcedonieren.</p> <p>Thone, Anhydrit, Gyps u. Salz.</p>	<p>Dolomitische Mergel, zellige Kalke und Dolomite m. Hornsteinconcretionen, Saurierresten, Fischschuppen, <i>Myac. compressus</i>, <i>Corbula</i> und <i>Diploporen</i>.</p> <p>Bunte Mergel m. Schnüren von Gyps u. Sandsteinbänken m. häufigen Steinsalzpseudomorphosen.</p>
<p>Mergel mit <i>Myoph. orbicularis</i>, 8 m; »Sackbank« 0,3 m, und gelbe Mergel, 4 m.</p> <p>Schaumkalk, 2 Bänke mit <i>Myoph. laevigata</i>, <i>Gerv. costata</i>, <i>socialis</i>, <i>Pect. discites</i>, <i>Dent. torquatum</i>, 6,40 m.</p> <p>Wellenkalk, 7 m.</p> <p><i>Spiriferina hirsuta</i>-Bank, 0,39 m.</p> <p>Wellenkalk, 46 m.</p> <p><i>Spiriferina</i>-Bank, <i>Sp. fragilis</i>.</p> <p>Wellenkalk, 4 m.</p> <p><i>Terebratelbank</i>, 0,56 m <i>Ter. vulg.</i> <i>Ter. angusta</i>, <i>Spir. hirsuta</i>.</p> <p>Wellenkalk, <i>Oolith</i>, Wellenkalk, 35 m.</p> <p>Dentalienbank mit <i>Dent. torquatum</i>, <i>Natica gregaria</i>, <i>Amm. Buchi</i>, <i>A. Strombecki</i>, 0,66 m.</p> <p>Wellenkalk, wulstige u. kristall. Kalke mit <i>Lima lineata</i>, <i>Unicardium anceps</i>, <i>Myoph. cardissoides</i>, 47 m.</p> <p>Wellendolomit mit <i>Ling. tenuissima</i>, <i>Estherien</i> und <i>Saurierknochen</i>, 4 m. (Nach <i>Frantzen Röt.</i>)</p>	<p>Mergel u. Kalksteine m. <i>Myoph. orbicularis</i> etc.</p> <p>Mergelschiefer, Kalksteine und Dolomite m. <i>Discinadiscoides</i>, <i>Limalin.</i>, <i>Nautilus bidorsatus</i>.</p> <p>Dolomitbank mit <i>Terebr. vulgaris</i>, <i>Terebr. angusta</i>.</p> <p>Schwarzer Schieferthon, graue Mergelschiefer mit Dolomitbänken. <i>Ling. tenuiss.</i>, <i>Myoph. cardiss.</i>, <i>Naut. bidorsat.</i>, <i>Cerat. antecedens</i>. In der Mitte Schichten mit <i>Gerv. soc.</i> oder <i>Lima lin.</i>, oder <i>Unicardium anceps</i>; unten eine Schicht mit <i>Amm. Buchi</i>, <i>Mixosaurus atavus</i>.</p> <p>Schicht mit <i>Terebratula Ecki</i>.</p> <p>Mergelschiefer und Dolomit. <i>Myoph. cardiss.</i>, <i>Lima radiata</i>, <i>Lingula tenuiss.</i></p> <p>Dolomit m. <i>Myoph. vulg.</i>, <i>Disc. discoides</i>, <i>Ling. tenuis</i>. Kupferlasur und Malachit auf den Klüften (<i>Amm. Strombecki</i>).</p>	<p>Bituminöse Mergel, Dolomite und Sandsteine mit <i>Myoph. orbicularis</i>.</p> <p>Crinoidenschichten (Schaumkalk u. Wellenkalk).</p> <p><i>Pentacrinusbank</i>.</p> <p>Wellenmergel.</p> <p><i>Gervillien-u. Myacitesbänke</i>.</p> <p>Obere <i>Terebratelbänke</i>, <i>Ter. vulg.</i> mit <i>Spiriferina</i>.</p> <p>Gelbliche Muschelsandsteine, Dolomite und Kalksteine mit <i>Myoph. vulgaris</i>, <i>Myoph. laevigata</i>, <i>Gerv. socialis</i>, <i>Pect. discites</i>, <i>Lima striata</i>, <i>Amm. Buchi</i>, <i>Amm. Strombecki</i>.</p> <p>Trochitenbänkchen.</p>

simplex, pes anseris und Goldfussi (nur letztere in den unteren Keuper hinaufgehend), *Ammonites nodosus*, *semipartitus* und *enodis*; hauptsächlich dem oberen Muschelkalk eigen sind: *Encrinus liliiformis*, *Pecten laevigatus* und *reticulatus*, *Lima striata*, *Pemphix Sueuri*; häufig in einzelnen Schichten, so dass sie fast ausschließlich das Material derselben bilden, sind: *Encrinus liliiformis*, *Terebratula vulgaris* und *cycloides*, *Pecten discites*, *Myophoria vulgaris*, *Gervillia socialis*.

Der obere Muschelkalk gliedert sich allenthalben in eine untere Stufe, den Trochitenkalk, und eine obere Stufe, die Nodosenschichten, auf welche im südwestlichen Deutschland noch die *Trigonodus*- und *Semipartitus*schichten folgen (vergl. die Tabelle).

Eine lediglich von paläontologischen Gesichtspunkten ausgehende Gliederung des Muschelkalkes würde nach Eck vielleicht zweckmäßiger unterscheiden:

4. Stufe des *Ceratites nodosus* und *semipartitus* (= oberer Teil des oberen Muschelkalkes).

3. Stufe des *Encrinus liliiformis* und *Schlotheimi* (= unterer Teil des oberen Muschelkalkes).

2. Stufe des *Ceratites antecedens* und *Ammonites dux*, mit *Encrinus Brahli* und *Carnalli* (= oberer Teil des unteren Muschelkalkes, mit welchem der mittlere Muschelkalk vereinigt werden könnte).

1. Stufe des *Ammonites Strombecki* Griep. mit nur zehnamigen (ohne 20 armige) *Encrinen* (= unterer Teil des unteren Muschelkalkes).

Der oberschlesische Muschelkalk wurde früher mit Bezug auf den erzführenden Horizont desselben in Sohlenstein, erzführenden Dolomit und Dachkalkstein (Kalkstein von Opatowitz) gegliedert und überhaupt als eine ganz eigentümliche Facies der Muschelkalkformation aufgefasst. Später zeigte jedoch Eck, dass im ganzen eine wesentliche Übereinstimmung der oberschlesischen Muschelkalkformation mit derjenigen des westlichen Deutschlands besteht. (Siehe Äquivalenztabelle.) In paläontologischer Beziehung sind ihnen nicht nur die meisten Versteinerungen gemeinsam, sondern es ist auch die verticale Verbreitung dieser Formen durch die einzelnen Etagen des Muschelkalkes fast durchgängig dieselbe. Hervorzuheben ist nur das Vorkommen einer Anzahl von Species aus der später zu besprechenden alpinen Trias. Hierher gehören *Encrinus gracilis* Buch, *Thamnastraea silesiaca* Beyr., *Rhynchonella decurtata* Gir., *Rhynchonella Mentzeli* Buch, *Waldheimia angusta* Schloth., *Spiriferina Mentzeli* v. Buch, *Sp. fragilis* Schloth., *Sp. hirsuta* Alb., *Spirigera trigonella* Schloth., *Gyroporella cylindrica* und *silesiaca* Gumb., welche in Oberschlesien nur im unteren Muschelkalk vorkommen, und von welchen die drei ersteren vereinzelt auch im übrigen unteren deutschen Muschelkalk, *Waldheimia angusta* und *Spirigera trigonella* im

Wellenkalk und Trochitenkalk, *Spiriferina Mentzeli* im coburger Trochitenkalk gefunden wurden. In petrographischer Beziehung weicht besonders der untere Muschelkalk Oberschlesiens von der typischen Entwicklung im westlichen Deutschland ab, indem er unten hauptsächlich aus einem Wechsel von Wellenkalk und dickbankigen Kalksteinen, oben entweder aus mächtigen Dolomitablagerungen oder aus dickbankigen Kalksteinen, teils porösem, teils dichtem Kalkstein besteht. Zugleich hat die Mächtigkeit dieser unteren Gruppe auf Kosten der mittleren und oberen Abteilung außerordentlich zugenommen, indem sie 170 m, die der beiden anderen aber nur 20 und 10 m beträgt.

3. Der Keuper.

Der Keuper, der oberste der triadischen Schichtencomplexe, besteht hauptsächlich aus bunten Letten und Mergeln von vorwiegend roter, aber neben dieser auch grüner, gelber, grauer, brauner und bläulicher Färbung, die entweder lagenweise scharf mit einander abwechseln, oder Flammen, Streifen und Flecken im Grunde der anderen bilden. Zu diesen Letten und Mergeln gesellen sich bunte Thone, sowie Einlagerungen von Gyps, Anhydrit, local Salzthon und Steinsalz. Der Gyps tritt im Keuper nicht nur in Form unregelmäßiger Stöcke und Lager, sowie dünngeschichteter Flötze, sondern auch und zwar sehr häufig in Trümmern, Adern und Schmitzen mit den Mergeln netzartig verflochten auf. Sandsteine, meist feinkörnig und grau, grünlich, rötlich oder weiß gefärbt, nehmen einen bedeutenden Anteil an der Zusammensetzung der Keuperformation und zwar namentlich deren unterster und oberster Etage. Endlich erscheinen auch dolomitische Kalksteine und Dolomite, meist fein kristallinisch oder dicht, selten cavernös und porös, reich an organischen Resten in einzelnen Bänken oder Complexen von unbedeutender Mächtigkeit. Als sehr untergeordnete Glieder des Keupers sind schließlich noch schwarze, zum Teil von Pflanzenresten angefüllte Kohlenletten und unreine, thonige Kohle (Lettenkohle) anzuführen. Bei Siwierz in Polen werden zwei 30 bis 50 Zoll mächtige Flötze und ein 80 Zoll mächtiges Flötz von Keuperkohlen mit Vorteil abgebaut. In Thüringen kommt Lettenkohle namentlich bei Mattstedt unweit Weimar, bei Tennstädt, Mühlhausen, Sonneborn, Arnstadt, in Franken z. B. bei Kissingen und Würzburg vor.

Paläontologischer Charakter. Sind auch die Gattungen *Equisetum* (vertreten durch *E. arenaceum* Brongn.), *Schizoneura* mit *Sch. Lehmanniana* Göpp. sp., — *Danaeopsis* mit *D. marantacea* Presl sp., — *Lepidopteris* mit *L. Stuttgartiensis* Brongn. sp., — *Clathropteris* mit *Cl. Münsteriana* Schenk, — noch höchst charakteristisch für den Keuper, so fangen doch die Equisetaceen und Farne bereits an, etwas in den Hintergrund zu treten, während sich die Cycadeen auf deren Kosten zu entfalten

beginnen. *Pterophyllum Jaegeri* Brongn., *Pterophyllum longifolium* Brongn., *Pterophyllum Braunianum* Göpp. (Fig. 357) sind ihre verbreitetsten Angehörigen, während in den Gattungen *Zamites*, *Pterozamites*, *Otozamites* ganz neue Cycadeentypen erscheinen. Neben ihnen

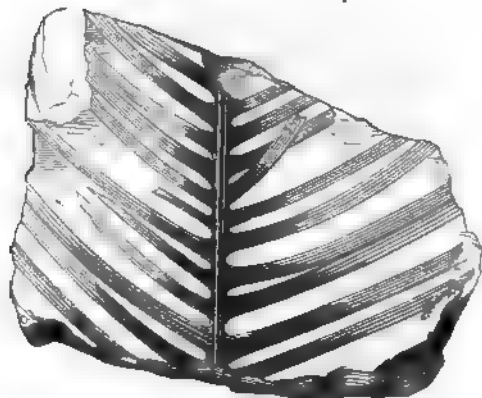


Fig. 357. *Pterophyllum Braunianum* Göpp.
Nach F. Römer.



Fig. 358. *Estheria minuta* Alb.
Nach F. Römer.

spielen auch Coniferen eine nicht unbedeutende Rolle; ihr hauptsächlichster Vertreter ist *Glyptolepis Keuperiana*. Zu ihnen gesellen sich die neuen Gattungen *Palissya*, *Thuites*, *Palaeoxyris*.

Die Fauna des Keupers ist eine ärmliche. Diejenige seiner unteren Hauptstufe (der Lettenkohlen-Gruppe) ist eine verarmte, aber typische Muschelkalkfauna, weshalb auch wiederholt der Vorschlag gemacht worden ist, die Lettenkohlen-Gruppe zum Muschelkalk zu ziehen. Aus letzterem steigt eine größere Anzahl Conchylien in diesen unteren Keuper hinauf, so *Gervillia socialis* und *costata*, *Myophoria vulgaris* u. s. w.: *Gervillia subcostata* und *Myophoria Goldfussi*, in Süddeutschland schon im Muschelkalk vertreten, erreichen hier ihre Hauptentwicklung; andere, wie *Myophoria transversa* Born., *Struckmanni* Stromb., *Anoplophora lettica* Qu. treten neu hinzu. *Corbula Keuperiana* und *Myophoria Raibiana*, eine mit der alpinen Keuperfauna gemeinsame Form, spielen in einer weit verbreiteten Schicht des mittleren Keupers eine nicht unwichtige Rolle. Von den Conchylien des oberen Keupers (des Rhät) sind *Avicula contorta*, *Taeniodon Ewaldi*, *Protocardia rhaetica* verbreitet, einige zeigen nahe Verwandtschaft mit älteren Formen, wie *Myophoria postera* mit *Myophoria elegans*, andere mit jüngeren, wie *Lima praecursor* mit *Lima gigantea*. Bewohner tieferen Wassers, wie Cephalopoden, fehlen im Keuper fast ganz, nur im thüringischen Grenzadolomit wurde je 1 Exemplar von *Ceratites nodosus* var. *Schmidtii* Zimmerm. und eines *Nautilus* (ein solches auch bei Crailsheim) gefunden, Brachiopoden sind nur local

durch ganz vereinzelte Exemplare von *Terebratula vulgaris* vertreten. Sehr häufig sind *Estheria minuta* (Fig. 358) und *Lingula tenuissima*. Zahlreich vertreten sind Fisch-, Labyrinthodonten- und Saurierreste, von welchen Schuppen, Zähne, Knochen und Koprolithen einzelne Lagen ganz erfüllen können. Die Fische sind besonders vertreten durch Arten der Gattungen *Hybodus*, *Acrodus*, *Saurichthys*. Hervorzuheben ist *Semionotus Bergeri* Ag. (Fig. 364), dessen ausgezeichnet erhaltene Abdrücke aus dem Keupersandstein von Coburg und anderen Orten erkennen lassen, dass zwar die Asymmetrie des Schwanzes dieses Ganoiden allerdings noch vorhanden, aber bei weitem nicht so stark entwickelt ist, wie bei den heterocercalen Ganoiden der paläozoischen Periode. Ein anderer Fisch, *Ceratodus* (Fig. 362b), dessen flache, fächerförmig gefaltete und am Rande tief ausgezackte Zähne namentlich in der Lettenkohलगruppe Württembergs und Thüringens häufig sind, hat deshalb besonderes Interesse auf sich gezogen, weil man dieses für ausschließlich mesozoisch gehaltene Dipnoier-Genus noch lebend in Australien gefunden hat (Fig. 362a).

Von Labyrinthodonten sind *Mastodonsaurus giganteus* Jäg. (Fig. 359) und *Metopias diagnosticus* v. Meyer aus dem Keuper Schwabens wegen ihrer Riesengröße und prachtvollen Erhaltung besonders bemerkenswert*). Ihre gewaltigen, längsgerieften Zähne zeigen, im Dünnschliffe unter dem Mikroskope betrachtet, zahlreiche, ungefähr radial verlaufende, wellig gewundene Linien, welche die gekrösartige Structur der Zahnsubstanz verraten (Fig. 360). Von Reptilien sind Nothosaurier nicht selten. Dem Stubensandsteine des mittleren Keupers von Stuttgart wurden eine Gruppe von 24 Individuen eines in manchen Beziehungen rhynchocephalenartigen Sauriers, *Aëtosaurus ferratus* Fraas**), zahlreiche Reste von *Belodon Kapffi* v. M. (Fig. 363), eines langschnauzigen Crocodiliers sowie von *Zanclodon laevis* Qu., einem riesigen Dinosaurier, — ferner dem oberen Keupersandstein die älteste Schildkröte (*Proganochelys* Baur = *Psammochelys* Quenst.) entnommen.

Aus dem obersten Keuper (Bonebed) von Württemberg stammen seltene, kleine, zweiwurzelige, vielhöckerige Backzähnen, welche Beuteltieren zugeschrieben werden, die man *Microlestes antiquus* Plien. und *Triglyphus Fraasi* Lyd. genannt hat. In ihnen treten uns die Reste der ältesten die Erde bewohnenden Säugetiere entgegen. Auch in dieser Klasse eröffnen somit die unvollkommensten Vertreter den Reigen, der in der Mannigfaltigkeit der Jetztwelt gipfeln sollte.

Gliederung des Keupers. Wie der Muschelkalk, lässt sich auch die Keuperformation gewöhnlich auf eine ganz natürliche Weise in drei Stufen

*) E. Fraas. Die Labyrinthodonten der schwäb. Trias. Stuttgart 1889.

**) O. Fraas. *Aëtosaurus ferratus* Fr. Stuttgart 1877. — E. Fraas. Die Schwäbischen Trias-Saurier. Festschrift. Stuttgart 1896.

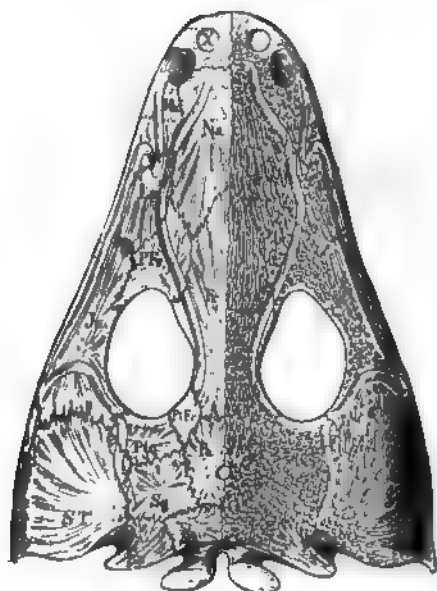


Fig. 359.

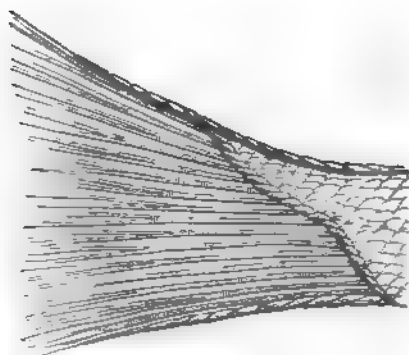


Fig. 361.

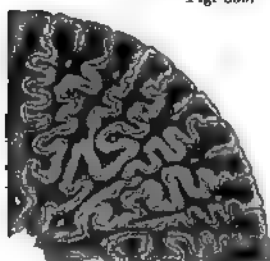


Fig. 360.



Fig. 362.

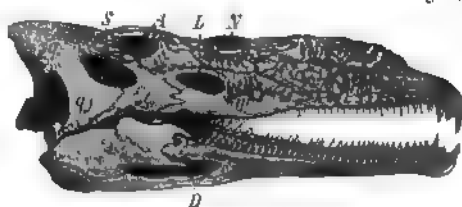


Fig. 363.

Wirbeltierreste aus dem Keuper.

Fig. 359. Schädel von *Mastodonsaurus giganteus* Jaeg (nach Fraas). — Fig. 360. Teil des Querschnittes eines Zahnes von *Mastodonsaurus*, die gekrümmte, gewundene Zahnsubstanz zeigend. Fig. 361. Schwanz von *Semionotus Bergeri* Ag, eines der letzten heterocercalen Ganoiden mit nur noch geringer Unsymmetrie der Schwanzflosse. — Fig. 362. a Unterkiefer des lebenden *Ceratodus* aus Australien, b Unterkiefer von *Ceratodus Kaupii* aus der Lettenkohलगruppe von Stuttgart. — Fig. 363. *Helodon Kapfi* v. Mey. A = Augenhöhle, D = Durchbruch im Unterkiefer, N = Nasenloch, S = Schläfenloch, L = Präorbitalloch.

gliedern, welche freilich in ihren verschiedenen Bildungsräumen in einer sehr wechselnden Mächtigkeit und nicht immer mit denselben petrographischen Eigentümlichkeiten entwickelt sind (vergl. die Tabelle auf S. 539).

Gliederung des Keupers.

In Oberschlesien und Polen nach <i>Frd. Römer</i> .	In Thüringen nach <i>Heinr. Credner, E. E. Schmid u. Tegetmeyer</i> .	In Nordfranken nach <i>Sandberger, Nies, Thürach und Proescholdt</i> .	In Württemberg nach <i>Alberti, Fraas u. A.</i>	In Elsass-Lothringen nach <i>Bencke</i> .
Hellewälder Estherien-schichten mit <i>Estheria minuta</i> . Wilmsdorfer Schichten mit pflanzenführenden Sphaeroideriten (Pteroph. Braunium, Lepidopteris Ottonis, Equis. Lehmannianum).	Thonmergel u. sandig-thonige Schichten mit <i>Protocardia rhaetica</i> , <i>Prot. Ewaldi</i> , <i>Avicula con-torta</i> , <i>Modiola minima</i> . Quarzsandstein mit <i>Anodontia postera</i> und <i>Prot. Ewaldi</i> .	In den Hassbergen: Sandsteine m. <i>Lepidopteris Ottonis</i> , <i>Equis. Münsteri</i> , <i>Anomozamites laevis</i> . Am Großen Gleichberg: Sandsteine m. <i>Avic. con-torta</i> , <i>Card. cloacinum</i> , <i>Protoc. rhaetica</i> , <i>Bonebed</i> .	Schwache Thonlagen und gelber Sandstein, bis 10 m mächtig, mit Bleiglanzeinsprenglingen, <i>Avicula con-torta</i> , <i>Anodontia postera</i> , <i>Gerv. praecursor</i> , <i>Protocardia rhaetica</i> , sowie mit <i>Bonebed</i> , dies z. B. mit <i>Micro-lestes</i> , <i>Hybodus</i> , <i>Ceratodus</i> .	Fetter, tieferoter Thon. Sandsteine und schwarze, magere Thone m. Kohlen-schmützen, <i>Avic. con-torta</i> , <i>Gerv. praecursor</i> , Fischzähnen.
Eigentlicher Keuper, bunte Thone, welchen die Kalksteine von Woischnik, die Breccien von Lissau, die Kohlen von Blanowice, die Eisensteine von Poremba (z. T. mit <i>Saurichthys</i> , <i>Tetrasaurus</i>) zwischen-gel-gert sind.	Bunte dolomitische Mergel, worin Semio-notussandstein, Stein-mergel mit <i>Turbonilla Theodori</i> , <i>Corbula Raib-horni</i> , <i>Myophoria Raib-liana</i> . (Gypsführende bunte Mer-gel, darin Bänke mit <i>Corbula Keup. u. Myoph. Raibliana</i> .)	Zanclo-donschichten. Rote Thone m. Sand-steinbänken. Stubensandstein. Arkosenzone. Rote Thone mit Arkosen, Dolomiten, Sandst. Rote Thone und Mergel m. schwachen Sand-steinbänken. <i>Semionotussandstein</i> . Rote Thone mit einzelnen Sandsteinbänken. Bunte, vorherrschend graue Mergel mit Gyps u. Gypsresiduen. Gypsfreie, meist rote Mergel mit Sandstein-lagen (Blasen- u. Plattensandstein). Lehrberger Schicht mit <i>Turb. Theodori</i> und <i>Anopl. Münsteri</i> . Bunte, meist gyps-freie Mergel. Schilfsandstein, reich an Pflanzen. Vorherrschend dunkle Mergel mit Gyps, Dolomit- und Sandsteinbänken mit <i>Estherien</i> . Thonquarzit (Corbulabank). Rote Thone mit Steinmergelbank. Bunte, meist graue Letten u. Thone mit Gyps, Steinmergelbänken, mit <i>Myoph. Raibliana</i> (Bleiglanzbank).	Rote Knollenmergel mit Zanclo-don, 15–20 m, mit Brandschieferlagen. Weiße, grobkörnige Sandst. (Stuben-sandstein) m. <i>Semionotus</i> , <i>Belodon</i> . Bunte Mergel mit Dolomitlagen. Kieselsandstein mit Pseudomor-phosen nach Steinsalz; Dolomitbank mit <i>Turb. Theodori</i> . Bunte Mergel (Gyps).	Obere bunte Mergel mit d. Hauptsandsteinmergel, dem oberen Steinmergel. Rote Letten mit Gyps (10 m). Hauptsandsteinmergel (Hori-zont Beaumonts).
Mittlerer oder bunter Keuper.			Gefüge, rotgefärbte Bausandsteine (Stuttgarter Werksandsteine, Schilfsandstein) mit <i>Equis. are-naceum</i> , <i>Pteroph. Jaegeri</i> , <i>Lep. Stutt-gartiensis</i> , <i>Danaeopsis marantacea</i> . Bunte Mergel (dunkelfarbige), Gyps und Steinmergel, mit der Corbulabank.	Sandstein (Schilfsand-stein) local mit Kohlen, <i>Cal. arenaceus</i> , <i>Pteroph. Jaegeri</i> , <i>Voltzien</i> . Untere bunte (meist rote) Mergel mit Gyps und Steinsalz (z. B. bei Dieuze), häufige Stein-salzpseudomorphosen.
Unterer Keuper, Kohlenkeuper oder Lettenkohlenkeuper.	Lettenkohlen-gruppe v. Grenz-dolomit mit Groß-Strehlitz, Tarnowitz u. a. O. Graue und rote Thone mit braunem Dolomit und grünlichem Sandstein.	Grenz-dolomit mit <i>Myoph. Goldfussi</i> . Bunte Schieferletten mit Dolomit. Hauptsandstein mit <i>Equis. arenaceum</i> , zu-weilen Kohlenflötzen. Dolomitbänke. Cardinienschiefer (Anoplophorasandstein), Sandst., Letten, Dolomite, auch Flötze v. Kohle. Schieferletten und Dolomite mit <i>Ling. tenuissima</i> , <i>Myoph. Goldfussi</i> , <i>Bairdia</i> .	Grenz-dolomit mit <i>Myoph. Goldfussi</i> , <i>transversa</i> . (Local Gyps.) Gelbe dolomit. Kalksteine und graue Schieferthone. <i>Estheria minuta</i> , <i>Ling. tenuiss.</i> , <i>Myoph. Goldf.</i> , <i>Ceratodus</i> . (Hohenecker Kalkstein.) Local ein Lettenkohlenflötz. Lettenkohlen-sandstein mit <i>Eq. arenaceum</i> , <i>Danaeops. marantacea</i> , <i>Fisch-u. Saurierresten</i> . Gelbe dol. Kalk- und graue Schiefer-thone. <i>Ling. tenuiss.</i> , <i>Esth. minuta</i> .	Grenz-dolomit. <i>Myoph. Goldfussi</i> , <i>Nothosaurus</i> , <i>Mastodonsaurus</i> . Bunte Mergel und blaue oder schwarze Thone mit Pflanzen-resten.

a) **Unterer Keuper; Lettenkohlen-Gruppe; Kohlenkeuper.** Dieser Complex erreicht etwa 70 m Mächtigkeit, schließt sich eng an den Muschelkalk an und besteht aus grauen Sandsteinen (dem Lettenkohlen- oder Hauptsandstein), dunklen Letten und Schieferthonen mit zahlreichen Pflanzenresten, aus Mergelschiefern (zum Teil voll von kleinen Schalenkrebsen, dann Bairdien- oder Estherienschiefern genannt) und dolomitischen Kalksteinen, zwischen welchen in Thüringen, Franken, Schwaben und in der Gegend von Basel schmale Flötze von thoniger, unreiner, nur selten abbauwürdiger Kohle (Lettenkohle) eingeschaltet sind. *Araucarioxylon thuringicum* Bornem., *Widdringtonites Keuperianus* Heer, *Equisetum arenaceum*, *Danaeopsis marantacea*, *Pterophyllum longifolium*, *Glyptolepis Keuperiana* sind für diese Gruppe besonders bezeichnend. In Thüringen, Franken und Schwaben beginnt die Gruppe des Kohlenkeupers mit den höchst charakteristischen, mineralogisch gewöhnlich durch ihren Glaukonitgehalt ausgezeichneten Bairdien-Schichten, das mittlere Niveau wird durch den Lettenkohlensandstein eingenommen, seinen Abschluss und einen scharf bezeichneten oberen Horizont findet der untere Keuper in einigen Bänken eines dichten oder feinkörnigen Dolomites, welcher die S. 536 erwähnte Muschelkalkfauna und zwar namentlich *Myophoria Goldfussi*, vulgaris und intermedia, daneben *Gervillia socialis* sowie *Ceratites nodosus* u. a. führt und als Grenzdolomit bezeichnet wird. Abgesehen von Überresten von Fischen und Sauriern, welche z. B. bei Tübingen und Heilbronn und an verschiedenen Punkten Thüringens eine förmliche Knochenbreccie bilden, und von Zähnen des *Ceratodus* finden sich in der Lettenkohlen-Gruppe vorzüglich erhaltene Skeletteile von *Mastodonsaurus giganteus* und von *Nothosauriern*.

b) **Mittlerer Keuper, bunter Keuper, Gypskeuper.** Die Mächtigkeit dieser höchst charakteristischen, grellfarbigen und buntscheckigen Mergelgruppe schwankt zwischen 100 und 300 m. In ihrem unteren Niveau umfassen die bunten Mergel Einlagerungen von Gypsen und Thonen, in Hannover (Salzderhelden u. Sülbeck), in Lothringen Steinsalz (bei Dieuze 43 Salzlager mit 50 m Gesamtmächtigkeit). Die Mergel sind, abgesehen von Labyrinthodonten-Knochen, -Zähnen und -Koprolithen, aller organischen Reste barm und setzen in Thüringen und am Harz fast ausschließlich den mittleren Keuper zusammen. Nur eine ihren unteren Schichten eingelagerte wenig mächtige Dolomitbank mit Bleiglanz und Schwerspat (die Corbulabank), welche nördlich vom Harz, in Thüringen, Franken und Schwaben verbreitet ist, zeichnet sich durch das Vorkommen mehrerer alpiner Arten, so von *Corbula Keuperiana* und der selteneren *Myophoria Raibliana*, aus. In Süddeutschland wechsellagern die bunten Mergel dieser mittleren Keupergruppe mit 3 bis 8 m mächtigen Sandsteinschichten und Dolomitbänken. Erstere sind als Schilfsandstein und als der etwas höher liegende Stubensandstein

bekannt. Der Schilfsandstein führt *Equisetum arenaceum*, *Danaeopsis marantacea*, *Lepidopteris Stuttgartensis*, *Pterophyllum Jaegeri*, ferner *Mastodonsaurus*, *Metopias* und *Zanclodon*, sowie Fischreste, der Stubensandstein den bei Coburg, Römhild u. a. O. in ausgezeichnete Erhaltung gefundenen Ganoidfisch *Semionotus Bergeri* und in der Gegend von Stuttgart *Aëtosaurus ferratus* Fraas, *Belodon Kapffi* v. Meyer und *Zanclodon laevis* Qu.

c) Oberer Keuper, das Rhät, Zone der *Avicula contorta*. Schichtencomplex von vorwaltenden hellen, feinkörnigen Sandsteinen, welche von grauen, sandigen Schieferthonen überdeckt werden und die Reste von zahlreichen Gefäßkryptogamen und einigen zwanzig Gymnospermen umschließen. Sie finden sich namentlich im Rhät von der Theta bei Baireuth und von Veitlahn bei Culmbach, wo sie durch ihre Häufigkeit zur Bildung schwacher Kohlenflötze beitragen. Die wichtigsten hierher gehörigen Formen sind: *Equisetum Lehmannianum*, *Equisetum Münsteri*, *Lepidopteris Ottonis*, *Zamites distans*, *Pterophyllum Braunianum*, *Pterophyllum Münsteri*, *Thaumatopteris Münsteri*. Diese rhätische Flora ist zwar der des übrigen Keupers nahe verwandt, jedoch erscheinen ihre wichtigsten und charakteristischen Vertreter zuerst im Rhät selbst und gehen zum Teil in die Juraformation über. Man hat deshalb auch wohl die rhätische Gruppe als *Infralias* zum Lias, also zum untersten Jura gezogen oder dieselbe als eine Zwischenbildung zwischen dieser Formation und dem Keuper bezeichnet.

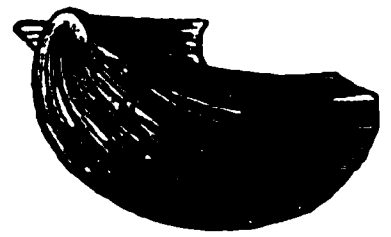


Fig. 364. *Avicula contorta* Port.

Die Schichtungsflächen des rhätischen Sandsteines und des ihn überlagernden Schieferthones werden nicht selten von (*Taeniodon*) *Protocardia Ewaldi* Born., *Anodonta postera* Fraas, *Protocardia Rhaetica* Mer., *Cardium cloacinum*, *Gervillia praecursor* Quenst., *Avicula contorta* Port. (Fig. 364), *Estheria minuta* Alb. in dichtem Gedränge bedeckt. Der oberen Etage dieses Sandstein- und Schieferthoncomplexes gehören einige dünne Lagen an, welche bei einer Mächtigkeit von nur einem oder wenigen Zollen oft dermaßen mit Zähnen und Knochen von Fischen und Sauriern angefüllt sind, dass sie eine förmliche Knochenbreccie bilden und Bonebed genannt werden. Die häufigsten Fischzähne dieser Schichten gehören *Hybodus minor*, *Acrodus minimus* und *Saurichthys acuminatus*, die Reptilienreste den Gattungen *Nothosaurus*, *Termatosaurus* an, welche den liasischen Plesiosauren schon nahe verwandt sind. Aus dem Bonebed und zwar aus der Nähe von Stuttgart stammen auch die bereits erwähnten Beuteltierzähne (*Microlestes antiquus*). Die obere Stufe des Keupers wird wegen ihres Reichtumes an der allgemein verbreiteten *Avicula contorta* als Stufe der *Avic. contorta* bezeichnet.

Im südlichsten Teile von **Schweden**, in **Schonen**, tritt namentlich in der Gegend von **Högenäs** und **Helsingborg** ein local Pflanzen und Kohlen führendes rhätisches Schichtensystem auf, welches aus einer 240 m mächtigen Gruppe von Sandsteinen und Schieferthonen besteht, denen vier Steinkohlenflötzchen, sowie einige Sphärosiderit-Horizonte eingeschaltet sind. Außer *Mytilus*, *Pecten*, *Taeniodon*, *Ostrea*, *Avicula*, *Protocardia* und *Cardinia* führen gewisse Schichten *Equisetum*, *Gutbiera*, *Sagenopteris*, *Dictyophyllum*, *Nilsonia*, *Podozamites*, *Palissya*, *Schizolepis* u. a.

Über die speciellere Gliederung des Keupers giebt die Tabelle auf S. 539 einen Überblick.

Verbreitung der Trias in Deutschland. Die oben beschriebene Facies der Trias ist eine fast ausschließlich deutsche Formation, nur bei **Basel** und am Westabfalle der **Vogesen**, sowie in **Oberschlesien** überschreiten ihre äußersten Ausläufer die Grenzen Deutschlands um etwas. Überraschend wirkt deshalb das Auftreten von typischem oberem Muschelkalk u. a. mit *Ceratites nodosus* an den Gestaden des Mittelmeeres bei **Toulon**. Innerhalb Deutschlands kann man vier größere, zum Teil sehr ausgedehnte, triadische Territorien unterscheiden: das norddeutsche, das fränkisch-schwäbische, das von **Elsass** und **Lothringen** und das oberschlesische. So gehören denn die Flussgebiete der **Werra**, **Fulda** und **Leine**, der **Unstrut** und der **Saale**, des **Mains** und des **Neckars** zum größten Teile dem Gebiete der Trias an. In Norddeutschland nehmen triadische Gebilde die ganze weite Fläche zwischen **Thüringer Wald** und **Harz** ein, so dass **Weimar**, **Jena**, **Erfurt**, **Gotha** und **Mühlhausen** auf triadischem Boden gebaut sind. Von **Thüringen** aus dehnt sie sich in nordwestlicher Richtung über die **Weser**, über **Pyrmont** bis in die Gegend von **Osnabrück** und **Ibbenbüren** aus, umgürtet, wenn auch zum Teil von **Jura**, **Kreide** und **Diluvium** überlagert, den westlichen, nördlichen und östlichen Abfall des **Harzgebirges** und bildet zahlreiche Erhebungen und Rücken in dem Hügellande von **Hannover** und **Braunschweig**, sowie in demjenigen zwischen **Eisleben** und **Magdeburg**, und tritt endlich in Gestalt kleiner isolierter Inseln bei **Lüneburg**, **Altmersleben** bei **Calbe** und bei **Rüdersdorf** (unweit **Berlin**) aus dem **Diluvium** der norddeutschen Tiefebene und auf **Helgoland** als **Buntsandstein** der Hauptinsel und **Muschelkalk** des **Wite Klif** aus der **Nordsee** hervor. Erbohrt wurde ferner **Buntsandstein** bei **Dahme**, **Hänchen** und **Stade** sowie im **Fläming**, **Muschelkalk** bei **Hänchen**, **Keuper** bei **Cottbus**, sowie bei **Bromberg**.

Ein noch bedeutenderes Terrain nimmt die Trias in **Süddeutschland** ein und bildet, im allgemeinen betrachtet, eine weite, flache Mulde, welche nordöstlich vom **Fichtelgebirge** und **Thüringer Walde**, westlich vom **Sauerlande**, dem **Taunus**, den **Graniten** und **Gneiß** des **Schwarzwaldes** und dem **Rheinthal** begrenzt und nach Süden und Osten zu von den jurassischen Gebilden der **Rauchen Alb** und der fränkischen Schweiz gleichförmig über-

lagert wird. Die Städte Bamberg, Würzburg, Heidelberg, Heilbronn, Stuttgart, Ansbach, Nürnberg und Erlangen liegen im Gebiete der süddeutschen Trias.

Jenseits des Rheines setzt diese Formation das ganze Haardtgebirge, die größere nördliche Hälfte der Vogesen und das lothringische Hügelland westlich von diesen zusammen. Von diesem ausgedehnten Areale aus zieht sich eine schmale triadische Gesteinszone in nördlicher Richtung zwischen Luxemburg und Trier hindurch und, durch spätere Auswaschungen in einzelne Schollen zerschnitten, über Gerolstein durch die Eifel bis nach dem durch seinen Bleiglanzbergbau berühmten Commern. In jedem dieser drei Verbreitungsgebiete der Trias sind Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in einer von der beschriebenen normalen Schichtenreihe nur wenig abweichenden Weise zur Ausbildung gelangt. Nur in jenem eben erwähnten nördlichen Ausläufer der lothringischen Trias ist die untere Abteilung des Muschelkalkes in der Weise durch sandige Bildungen vertreten, dass sie anfänglich (so bei Saarbrücken) nur den Wellenkalk, weiter nach Norden auch bereits die mittlere Gruppe der Muschelkalkformation ersetzen, bis endlich z. B. an der Attert die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes auf 4, ja bis zu einem Fuße herabsinkt. Diese außerordentlich schwache Entwicklung des Muschelkalkes bereitet auf die englische Facies der Trias vor, woselbst jene Formation gar nicht mehr zur Ausbildung gelangt ist, sondern wo Keuper direct auf Buntsandstein lagert.

In dem vierten der deutschen Trias-Districte, dem von Oberschlesien, sind alle drei Abteilungen der Trias vertreten. Dort bildet diese Formation das wellige Flachland und die bis zu 400 m hohen Bodenerhebungen, welche sich aus der Gegend von Oppeln und Kosel an der Oder in östlicher Richtung bis nach Polen hinein erstrecken, und gewinnt durch ihre bereits erwähnte Erzführung eine große technische Bedeutung. Von den drei Unterabteilungen der Trias hat der Buntsandstein die geringste Ausdehnung, beschränkt sich auf schmale Streifen am Rande der Muschelkalkzüge und wird durchschnittlich 30, seltener 70 m mächtig. Der Muschelkalk bildet einen über 10 Meilen langen und 1 bis 3 Meilen breiten, flachen Rücken, welcher sich von Krappitz an der Oder über Tarnowitz und Beuthen bis nach Olkusz in Polen zieht und an welchen sich beiderseitig zahlreiche Ausläufer und isolierte inselförmige kleine Partien anschließen. Seine Mächtigkeit beträgt fast 200 m. Auch der Keuper ist bis 200 m mächtig, nimmt, freilich zum Teil von einer Diluvialdecke verborgen, einen gegen 100 Quadratmeilen großen Flächenraum im Norden des Krappitz-Olkuszer Muschelkalkrückens ein und besteht aus den Äquivalenten der westdeutschen Lettenkohle, der Mergelgruppe und endlich des Rhät. Die Trias ist somit in Oberschlesien sehr vollständig repräsentiert; in Niederschlesien hingegen sind nur Buntsandstein und unterer Muschelkalk vertreten, welcher sich in seiner Entwicklung an

den oberschlesischen anschließt, und sich innerhalb der bereits früher erwähnten Dyas-Mulde von Löwenberg, Goldberg und Bunzlau in Gestalt einer schmalen Zone dem Zechsteine anschmiegt.

Lagerungsverhältnisse der deutschen Trias. Die Schichten der Trias sind überwiegend regelmäßig flach mulden- oder tellerförmig, zum Teil fast vollkommen horizontal gelagert und haben meist nur an den Rändern der Gebirge bedeutendere Störungen, also eine steilere Aufrichtung,

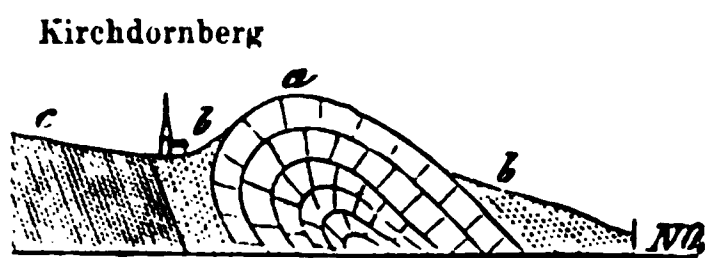


Fig. 365. Überhängender Sattel von Muschelkalk und Keuper bei Kirchdornberg im Teutoburger Walde. Nach F. Römer.

a = Muschelkalk; b = Keuper; c = Lias.

Verwerfungen, sowie Knickungen und Biegungen erlitten. Einen Einblick in einen derartigen etwas complicierteren Schichtenbau gewährt z. B. der Bahneinschnitt bei Sulza in Thüringen, wo die Schichten des Wellenkalkes vielfach geknickt, gebrochen und gegen einander verschoben sind, eine Erscheinung, welche

sich auf der dort durchsetzenden Dislocationsspalte meilenweit gegen Ost und West fortsetzt. Im Teutoburger Walde bildet der Muschelkalk einen überkippten, nach SW. überhängenden Sattel*), dessen südwestlicher Flügel von Keuper, Jura und Kreide in umgekehrter Folge ihres Alters unterteuft wird (Fig. 365).

Sehr häufig sind die Schichtencomplexe der Trias von beträchtlichen Verwerfungen betroffen worden, welche den Gebirgszügen, an die sich erstere anlagern, parallel zu laufen pflegen. Infolge derselben ist der Muschelkalk oder selbst der Keuper bis in das Niveau des Buntsandsteines gesunken, so dass sie nicht selten unter letzteren einzufallen scheinen. Sehr gewöhnlich sind diese Erscheinungen in Thüringen und Hessen, sowie westlich und südwestlich vom Harze, wo die Trias von zahlreichen Dislocationslinien, Grabenversenkungen und Bruchzonen durchsetzt und sehr bedeutend verworfen wird**).

In dem ursprünglich einheitlichen, flachgewölbten Triasgebiete beiderseits des jetzigen Mittelrheines ist die Trias nebst ihrem Hangenden und Liegenden während der Tertiärzeit durch 2 nordnordöstlich streichende Hauptspalten in parallele Streifen zerlegt worden, deren mittlere in die Tiefe sanken und so den heutigen Rheinthalgraben zwischen Mainz und Basel bildeten (Fig. 366), der nun von den stehen gebliebenen Gewölbteilen, also den Abstürzen der beiderseitigen Bruchgebirge und zwar rechts vom

* F. Römer. N. Jahrb. 1850. S. 385.

** Vergl. II. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 60. — W. Frantzen. ebend. S. 106. — M. Bauer. ebend. 1884. S. 4. — F. Moesta. ebend. 1888. S. 57. — J. G. Bornemann. ebend. 1883. S. 383. — A. v. Koenen. ebend. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53; 1893. S. 68. — E. Zimmermann. Erl. zu Blatt Stadtilm. 1892. S. 45.

Schwarzwald und Odenwald, links von den Vogesen und der Haardt überragt wird. Beide Hauptverwerfungen werden von Schwärmen unter-

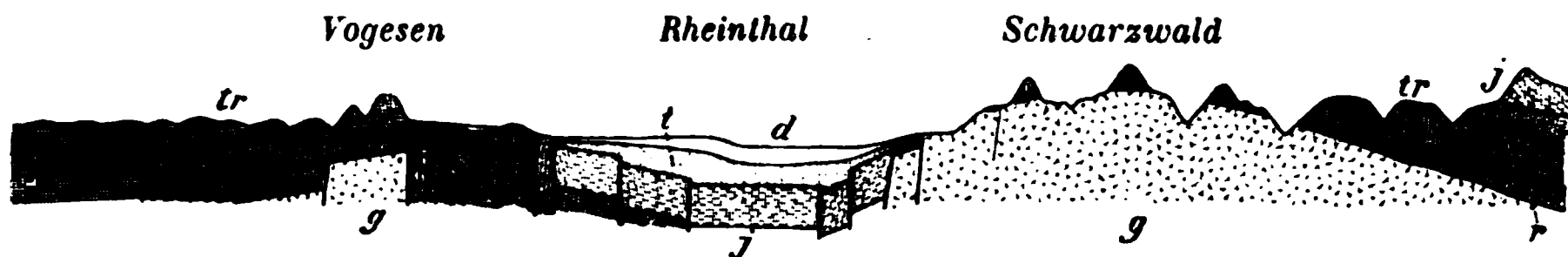


Fig. 366. Profil durch das mittlere Rheinthal. Nach K. Schumacher*).

g = Granit, Gneiß u. s. w.; — *r* = Rotliegendes; — *tr* = Trias; — *j* = Jura; — *t* = marines Tertiär; — *d* = Diluvium und Alluvium.

geordneter Sprünge begleitet, welche das stufenweise (staffelförmige) Absinken des Rheinthalgrabens verursachten (Benecke, Leppla, Schumacher, v. Werveke).

Auch das ganze Triasareal zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb ist von einer großen Anzahl von meist NW-SO, also schräg auf die Rheinthalpalten streichenden Sprüngen und Verwerfungen durchzogen und in gegen einander dislocierte Schollen zerlegt, die von dem krystallinen Schwarzwaldhorste abgesunken sind (Eck, E. Fraas).

Die englische Trias (New Red Sandstone-Group).

In England ist der Muschelkalk nicht zur Ablagerung gelangt, so dass der Buntsandstein, welcher die Basis bildet, nach oben unmittelbar in die Keupermergel übergeht.

Die englische Äquivalentbildung des deutschen Buntsandsteines erreicht 600 m Mächtigkeit, besteht vorwaltend aus rötlichen und grünlichen Letten und roten Sandsteinen und umschließt hier und da verkieselte Coniferenstämme. Wie in Deutschland, so sind auch in England, z. B. in Storton Hill bei Liverpool, Fußtapfen von *Chirotherium* häufig. — Der Keuper beginnt mit 150, in Cheshire und Lancashire mit über 500 m mächtigen Mergeln, welche *Estheria minuta* führen, auch zuweilen Zähnchen von *Microlestes* enthalten und lenticuläre und flötzartige Einlagerungen von Gyps und Steinsalz umschließen, wodurch sie zur Hauptsalzformation Englands werden. Auf sie folgt die Zone der *Avicula contorta* (das Rhät), bestehend aus schwarzen Schieferthonen, sowie aus weißen Sandsteinen mit *Avicula contorta*, *Protocardia Rhaetica*, *Estheria minuta* und einer dünnen Lage von Knochenbreccie, dem Bonebed, in welchem sich Zähne und Schuppen von *Hybodus plicatilis*, *Saurichthys apicalis*, *Gyrolepis tenuistriata*, *Termatosaurus*, also mit den Resten der deutschen rhätischen Knochenbreccie identische Skeletfragmente erkennen lassen. Auch Backzähnen von *Microlestes* sind in ihr angetroffen worden. Der

*) E. Schumacher in: Straßburg u. seine Bauten. 1894. S. 5. Taf. I.

unterste Lias überlagert diese Schichten gleichförmig. Der früher zum Old Red gerechnete Sandstein von Elgin hat ziemlich zahlreiche Reptilienreste (Telerpeton, Stagonolepis, Rhynchosaurus, Hyperodapedon, Elginia, Gordonia) sowie Zähne von Ceratodus geliefert.

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Die triadische New Red Sandstone-Formation besitzt in zwei Regionen des nordamerikanischen Continents eine bedeutende Ausdehnung: am Ostabhange des Alleghany-Systemes, zwischen diesem und dem atlantischen Oceane, und zweitens in den Rocky Mountains. An der atlantischen Küste bildet der New Red Sandstone langgezogene schmale Streifen, welche den Gebirgsrücken der Alleghanies parallel laufen und trogartige Vertiefungen und synklinale Thäler innerhalb der archaischen Formation ausfüllen. Dieser triadischen Zone gehört der New Red Sandstone an, welcher die Prince Edwards-Inseln (im St. Lorenz-Golfe) ausschließlich zusammensetzt, die romantische Westküste Nova Scotias, das weite Connecticut-Thal bildet, sich durch New-Jersey, Pennsylvania und Maryland in Gestalt eines schmalen Bandes zieht und in Virginia, Nord- und Südcarolina in Form zahlreicher isolierter Schollen oder Becken auftritt. Obwohl sich diese triadischen Areale auf eine Linie von über 250 Meilen Länge verteilen, bleibt sich doch ihr petrographischer Gesamtcharakter auffällig gleich. Überall sind es rotbraune Sandsteine, die einerseits in untergeordnete Schiefer, anderseits in Conglomerate übergehen und hier und da eine Bank von unreinem Kalksteine, bei Richmond in Virginia und am Deep River in Nordcarolina wertvolle Steinkohlenflötze und Sphärosiderite umschließen. So sind bei Richmond vier Flötze aufgeschlossen, deren unterstes sich stellenweise zu 20 m Mächtigkeit aufbläht und zum Teil direct auf Gneissen auflagert. Fast überall finden sich auf den Schichtenflächen des Sandsteines Wellenfurchen und Eindrücke von »vorweltlichen« Regentropfen.

Organische Reste sind in dem nordamerikanischen New Red Sandstone im allgemeinen selten. Die aufgefundenen Pflanzen sind Coniferen (Voltzia), Cycadeen (Pterophyllum, Otozamites), Farne (Clathropteris, Pecopteris) und Equisetaceen; sie besitzen einen ausgesprochenen Keuper-Charakter. Unter den tierischen Resten aus der amerikanischen Trias wiegen die von Wirbeltieren bei weitem vor allen übrigen vor, und zwar gehören sie nicht nur Fischen und Reptilien an, sondern man hat auch unter ihnen die Spuren von Säugetieren erkannt, welche dann im Verein mit dem deutschen Microlestes die ältesten Warmblüter auf Erden repräsentieren würden. Die Fische (Catopterus, Ischypterus) sind Ganoiden mit schwach heterocercalen Schwänzen, — die Reptilien haben nur in seltenen Fällen Knochenfragmente oder Zähne (so im Bonebed von Phönixville

in Pennsylvanien), meist nur ihre Fußstapfen in dem triadischen Schlamme zurückgelassen. Sie scheinen z. T. von Labyrinthodonten, der Mehrzahl nach aber von Dinosauriern herzuführen, schwanken in ihrer Größe zwischen wenigen Millimetern und 0,52 m und sind zahlreichen Species zugeschrieben worden. Die colossalsten derselben sind *Otozoum Moodii* und *Brontozoum giganteum* Hitch. (Fig. 367), deren Hinterfuß 0,63 m Länge besaß. Ebenso

sind die Abdrücke der kleinen Vorderfüße, auf welche sich diese auf den Hinterbeinen gehenden Dinosaurier zuweilen niederließen, bekannt. Auch das Skelet eines solchen Dinosauriers (*Anchisaurus*) ist in dem New Red Sandstone von Connecticut gefunden worden. In der Trias von Nordcarolina vorkommende, winzige, bezahnte Unterkiefer (*Dromatherium sylvestre* Emmons, Fig. 368), und *Microconodon*



Fig. 367. Fußabdruck von *Brontozoum* (*Ornithomimus*) *giganteum* Hitch. nebst sog. vorweltlichen Regentropfen.



Fig. 368. *Dromatherium sylvestre* Emmons.

tenuirostris Osborn) gehören ähnlich wie der Stuttgarter *Microlestes* Beuteltieren an.

Überraschend ist die Unzertrennlichkeit zahlreicher dioritischer, diabasischer und melaphyrartiger Eruptivgesteine und des New Red Sandstone von Nordamerika, welche selbst in den kleinsten, schollenartigen Partien des letzteren auftreten und zwar die unteren Horizonte

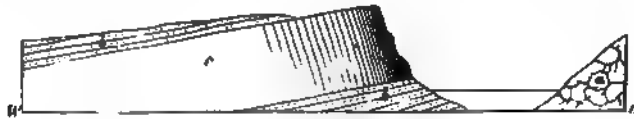


Fig. 369. Profil durch die Palissaden oberhalb New-York.
a Archaischer Gneiß und Syenit, — b Triadischer New Red Sandstone, im Contacte mit dem hangenden Diabaslager in Hornfels umgewandelt; — c Diabas, in 130 m hohe Säulen abgesondert.

desselben durchbrochen haben, dann aber als einstige Decken in Form ausgedehnter und mächtiger Platten den sedimentären Schichtenreihen zwischenlagert sind. Ihrer ausgeprägt säulenförmigen Structur verdankt das Con-

necticut-Thal einen großen Teil seiner romantischen Schönheit und ebenso sind die berühmten Palissaden des Hudsonflusses oberhalb New-York (Fig. 369) die Fassade des Ausgehenden einer in lauter bis 430 m hohe Säulen abgesonderten Diabaseinlagerung, welche die ihr Liegendes bildenden Schieferthone in Hornfelse metamorphosiert hat. In genetischer Verbindung mit diesen Diabasen kommen zahlreiche Mineralien vor, und zwar teils auf Kluftflächen in den Diabasen selbst, so die Apophyllite und Datolithen von Bergenhill bei New-York, welche in fast alle deutschen Sammlungen gelangt sind, ferner die Zeolithe des Cap Blomington in Nova Scotia, das gediegene Kupfer und Silber, sowie die Kupfererze von New-Jersey, — teils auf Spalten, welche den benachbarten New Red Sandstone in der Nähe des Contactes mit den Eruptivgesteinen durchsetzen, so die Schwerspat- und Kupferglanzgänge von Connecticut.

So viel über die atlantische Zone von New Red Sandstone. Die Formation jenseits des Mississippi, welche man für triadisch angesprochen hat, besteht aus ziegelroten Sandsteinen und Mergeln, ist reich an Gypsstöcken, bedeckt große Flächenräume am Ostabfalle der Rocky Mountains, in Idaho, Colorado und Texas, überlagert das Perm ungleichförmig und unterteuft jurassische Schichten. Eine derartige Stellung der betreffenden Formation macht ihr triadisches Alter höchst wahrscheinlich, wenn auch organische Reste aus derselben, abgesehen von einigen Farnen und Cycadeen, nicht bekannt sind.

Ähnliche pflanzen- und kohlenführende Triasablagerungen von terrestrer Facies sind bekannt in Argentinien und Chile. Noch andere haben enorme Verbreitung in Südafrika als obere Karooformation, in Bengalen als obere Abteilung der Gondwanaformation und in Südost-Australien als Hawkesbury-Schichten, die jedoch sämtlich auch als Perm angesprochen werden (vergl. die Tabelle S. 487). In den beiden



Fig. 370. *Dicynodon feliceps* Ow

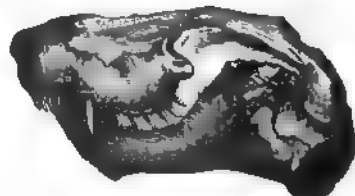


Fig. 371. *Lycosaurus curvirostris* Ow.

ersteren, namentlich in der Karooformation findet sich eine formenreiche Vergesellschaftung von großen Landreptilien (Theromorpha), welche in ihrem Schädel- und Skeletbau eine merkwürdige Vereinigung von Reptilien-, Amphibien- und Säugetier-Merkmalen aufweisen, so der plump-

knochige Pareiosaurus, sowie Dicynodon (Fig. 370) mit schneidenden, schnabelartigen Kiefern wie unsere Schildkröten, und gewaltigen, zugespitzten Eckzähnen, ferner Lycosaurus (Fig. 371) mit raubtierartigem Gebiss. Die Säugetiere sind in dem oberen Karoosandstein durch das beuteltierartige Tritylodon vertreten.

B. Die pelagische Facies der Trias.

Die Verbreitung der pelagischen Trias umfasst den ganzen Umkreis des pacifischen und des arktischen Oceans, ferner das Gebiet eines central-asiatischen Mittelmeeres, als dessen westlicher Ausläufer sich das mediterrane Becken darstellt. Letzterem entstammen auch die triadischen Ablagerungen der Alpen und zwar namentlich der Ostalpen. Diese alpine Trias ist der am genauesten bekannte Repräsentant der pelagischen Ablagerungen dieser Periode. Von ihr geht deshalb unsere Kenntnis und somit auch die folgende Beschreibung der pelagischen Trias aus.

Die alpine Trias.

Litteratur.

- F. v. Richthofen. Geogn. Beschreib. d. Umg. v. Predazzo, St. Cassian u. d. Seißer Alp in Südtirol. Gotha 1860.
- C. W. Gümbel. Geogn. Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges. Gotha 1858 bis 1861. S. 153 bis 429.
- F. W. Benecke. Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. Geogn.-paläont. Beitr. II. 3. München 1876. — Erläut. zu der geognost. Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Beil. Bd. III. 1885. S. 171. — Bemerkungen über d. Gliederung der oberen alpinen Trias. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. IX. 1895. S. 221.
- R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
- E. v. Mojsisovics. Das Gebirge um Hallstatt. Mit 32 Tafeln. Wien 1875. — Die Dolomitriffe Südtirols und Venetiens. Nebst Atlas. Wien 1878. — Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. d. k. k. geol. R. Wien. Bd. X. 1882. Mit 94 Tafeln. — Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Ebend. B. VI. 1893. Mit 130 Tafeln.
- A. Bittner. Trias von Judicarien u. Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1881. S. 222. — von Recoaro; ebend. 1883. S. 563. — vom Kaisergebirge; ebend. 1890. S. 437. — Was ist Norisch? ebend. 1892. S. 387, 1894. S. 233 u. 391. — Brachiopoden d. alp. Trias. Abh. d. k. k. geol. R. XIV. Wien 1890. u. a.
- A. Rothpletz. Geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 25—80.
- W. Salomon. Geol. u. paläont. Studien über die Marmolata. Palaeontogr. XLII. Stuttgart 1895.
- v. Wöhrmann. Alpine u. außeralpine Trias. N. Jahrb. 1894. II. S. 1.
- F. Frech. Die Karnischen Alpen. Halle 1894. S. 378.

Außerdem noch zahlreiche Aufsätze und z. T. umfangreiche Monographien von A. Bittner, W. Deecke, C. W. v. Gümbel, F. v. Hauer, G. Laube, E. v. Mojsisovics, Rothpletz, G. Stache, D. Stur, F. Sueß, Toula, v. Wöhrmann.

Während der Buntsandstein und der Muschelkalk in den Alpen eine unverkennbare Ähnlichkeit zu denen Deutschlands bewahren, macht sich die pelagische Facies der alpinen Trias vorzüglich in der durchaus abweichenden Entwicklung des Keupers und zwar derart geltend, dass sich dort eine der deutschen Trias analoge Dreigliederung nur auf künstlichem Wege durchführen lässt.

Der Buntsandstein besitzt in den Alpen ungefähr den nämlichen petrographischen Charakter wie außerhalb derselben, jedoch geringere Mächtigkeit und eine eigentümliche Fauna (*Pseudomonotis Clarai*, *Naticella costata*, *Tirolites Cassianus*), daneben aber mit der deutschen Trias gemeinsam *Myophoria costata* und *Myacites Fassaensis*.

Der Muschelkalk der Alpen führt gemeinsam mit dem in Nord- und Mitteldeutschland *Terebratula vulgaris* und *angusta*, *Spirigera trigonella*, *Spiriferina fragilis*, *Spiriferina hirsuta*, *Rhynchonella decurtata*, *Myophoria vulgaris*, *Lima striata*, *Gervillia socialis*, *Pecten discites*, *Ceratites trinodosus*, *Encrinus gracilis*, denen sich in vereinzelter Funde *Ceratites nodosus* zugesellt (Tornquist).

Der Keuper aber erscheint in den Alpen ganz anders ausgebildet als weiter nördlich in Deutschland. Während er hier aus einem Complex von vorherrschend thonigen, mergeligen und sandigen Gesteinen mit eingelagerten Kohlen und Gypsen besteht, schwellen in den Alpen kalkige und dolomitische Sedimente zu einer enormen Mächtigkeit an, und bergen zugleich eine ungeahnte Formenfülle von Cephalopoden, Gastropoden, Muscheln, Echinodermen und Korallen. Überraschend ist vor allem der hier herrschende Reichtum an Cephalopoden. Neben *Orthoceras* und *Nautilus*, sowie den Vorläufern der Belemniten (*Aulacoceras* und *Atractites*) sind die Ammoniten in mehr als 1000 Arten der mannigfaltigsten Typen bekannt, bei denen z. T. die Zerschlitzung und Verzweigung der Suture die größte Complicirtheit erreicht. Hierher gehören die Familien der *Arcestidae*, *Cladiscitidae*, *Tropitidae* und *Pinacoceratidae*, welche auf die alpine Trias beschränkt sind, ferner die Vorfahren der jurassischen Familien der Amaltheen und Phylloceraten. Ihnen gesellen sich als charakteristische Zweischaler *Halobia*, *Daonella*, *Monotis* und *Megalodus* zu. Kalkalgen (*Gyroporella* und *Diploporella*) stellen sich in riffbauender Massenhaftigkeit ein. Erst im obersten Niveau der alpinen Trias macht sich wieder eine größere Übereinstimmung mit der deutschen Trias geltend, indem auch sie ihren Abschluss durch die Stufe der *Avicula contorta* erhält. Wegen der sonst vollständigen Unähnlichkeit der auf den alpinen Muschelkalk folgenden triadischen Schichtenreihe mit dem Keuper Deutschlands und wegen der Unsicherheit der Grenzziehung zwischen alpinem Muschelkalk und Keuper pflegt man dieselbe nicht als solchen, sondern als obere alpine Trias zu bezeichnen und gliedert sie nach dem

neuesten Vorschlage von E. v. Mojsisovics von unten nach oben in die Norische, die Karnische, die Juvavische und die Rhätische Stufe.

Innerhalb der Gesamtheit dieser wesentlich dem Keuper äquivalenten oberen Trias sowie in einzelnen Abteilungen derselben macht sich nun überall ein oft außerordentlich rascher und durchgreifender Facieswechsel geltend, so dass ein und dieselbe Stufe bald in Form weicher Schiefer, Mergel und Sandsteine oder als vulkanischer Tuff, bald als wohlgeschichteter fester Kalkstein oder als massiger Dolomit ausgebildet sein kann, welcher letztere in Gestalt gewaltiger Dolomitriffe bis zu fast 2000 m Mächtigkeit anzuschwellen vermag. Die Schroffheit und wilde Zerrissenheit, zu welcher diese Kalke und Dolomite hinneigen und welche durch den fast unvermittelten Facieswechsel zwischen ihnen und den weichen Schiefern und Mergeln noch gefördert wird, sind es, welche jenen Gebieten der Ostalpen ihre eigenartige landschaftliche Schönheit verleihen. Hand in Hand mit diesem raschen Wechsel der petrographischen Beschaffenheit geht ein solcher des paläontologischen Charakters der alpinen Triasablagerungen, — Verhältnisse, welche deren Gliederung, Parallelisierung und übersichtliche Darstellung außerordentlich erschweren.

Die allgemeine Gliederung der alpinen Trias ist aus der auf S. 553 gegebenen tabellarischen Zusammenstellung ersichtlich und wird auf den folgenden Seiten etwas eingehender erörtert werden.

Eine specielle Zonengliederung der alpinen Trias auf Grund ihrer Cephalopodenfaunen führte E. v. Mojsisovics ein*). Seinen bezüglichen Arbeiten schließt sich die auf S. 552 wiedergegebene Übersicht über die Gliederung der gesamten pelagischen Trias von E. v. Mojsisovics, W. Waagen und C. Diener**) an.

I. Die untere alpine Trias.

1. Der alpine Buntsandstein.

Werfener Schichten. Ihre untere Abteilung, die Seißer Schichten, bestehen aus meist rot, oft aber auch grün und grau gefärbtem, z. T. schieferigem Buntsandstein, die Schichtflächen oft reich an Glimmerblättchen, oder aus bunten Mergelkalken. In ihren höheren Lagen wechseln erstere mit Bänken von dunklem und rötlichem Kalkstein (Campiler Schichten). Auf sie folgen Zellendolomite und Gypslager. Paläontologisch gliedern sich die Werfener Schichten von unten nach oben in die Clarai-Schichten mit

*), Vergl. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. math.-naturw. Cl. B. Cl. Abt. I. 1892. S. 780.

**) Ebend. B. CIV. Abt. I. 1895. S. 1274.

Übersicht der Gliederung der pelagischen Trias.

(Untere Trias nach W. Waagen und C. Diener; Obere Trias nach E. v. Mojsisovics.)

	Serien	Stufen	Mediterrane Triasprovinz		Indische und arktisch-pacifische Triasprovinzen		
			Zonen	Schicht-bezeichnung	Zonen	Schicht-bezeichnung	
Obere Trias	Bajuvarisch	Rhätisch	22. Z. der <i>Avicula contorta</i>	Kößener Sch.	Dachsteinkalk	Juvavische Cephalopodenfaunen des Himalaya	Monotis-Schichten von Rotti u. Peru
		Juvavisch	21. Z. des <i>Sirenites Argonautae</i>	Juvavische Hallstätter Kalke			
			20. Z. d. <i>Pinacoceras Metternichi</i>				
			19. Z. d. <i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>				
			18. Z. des <i>Cladiscites ruber</i>				
			17. Z. des <i>Sagenites Giebeli</i>				
	Tirolisch	Karnisch	16. Z. des <i>Tropites subbullatus</i>	Sandling Sch.	Karnische Cephalopodenfaunen des Himalaya	Halobien-Schichten von Rotti, Subbullatus-Kalke in Californien	
			15. Z. des <i>Trachyceras Aonoides</i>	Raibler Sch.			
			14. Z. des <i>Trachyceras Aon.</i>	Cassianer Sch.			
		Norisch	13. Z. des <i>Protrachyceras Archelaus</i>	Wengener Sch.			Nipon-Schichten auf Japan, Halobien-Schichten in Californien
			12. Z. d. <i>Dinarites avisianus</i>	Marmolatakalk			
			11. Z. des <i>Protrachyceras Curionii</i>	Buchensteiner Sch.			

Untere Trias	Dinarisch	Anisisch	10. Z. des <i>Ceratites trinodosus</i>	Oberer Muschelkalk	Z. des <i>Ptychites rugifer</i>	Muschelkalk des Himalaya, der Ost- und Nord-sibirischen Küste. von Star Peak in California	
			9. Z. des <i>Ceratites binodosus</i>	Unterer Muschelkalk	Z. des <i>Sibirites Prahlada</i>	Brachiopoden-Schichten mit <i>Rhynchonella Griesbachi</i> (Himalaya)	
			Hydaspisch			Z. des <i>Stephanites superbus</i>	Obere Ceratiten-Kalke der Salt Range, Posidon.-u. Daonellakalke von Spitzbergen
		Skythisch	Jakutisch	Z. des <i>Tirolites Cassianus</i>	Werfener Schichten der Ostalpen	7. Z. des <i>Flemingites Flemingianus</i>	Ceratiten-Sandstein der Salt Range, Subrobustus Beds des Himalaya, Olenek-Schichten in Nord-sibirien.
	6. Z. des <i>Flemingites radiatus</i>					Meekoceras Schichten in Idaho u. Pseudomonotis-Kalke in California	
	5. Z. des <i>Ceratites normalis</i>						
	4. Z. des <i>Proptychites trilobatus</i>					Ceratite Marls der Salt Range, Ussuri-Schichten in Ostsibirien	
	Brahmanisch					3. Z. des <i>Proptychites Lawrencianus</i>	
						2. Z. des <i>Gyronites frequens</i>	Untere Ceratiten-Kalke der Salt Range
						1. Z. des <i>Otoceras Woodwardi</i>	Otoceras Beds des Himalaya

Gliederung der alpinen Trias.

			Normale Facies in verschiedenartiger örtlicher Entwicklung	Riffacies
Obere alpine Trias	Keuper	Rhätische Stufe	Kößener Schichten und Plattenkalke.	Oberer Dachsteinkalk
		Juvavische Stufe	Hallstätter Kalke und Zlambach-Schichten.	Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Korallenriffkalk.
		Karnische Stufe	Torer-Schichten, Raibler und Cardita-Schichten nebst Lunzer Schichten.	
		Norische Stufe	Haller Schichten, Cassianer, Wengener und Partnach- (= Lommeli-) Schichten.	Wettersteinkalk, Schlern-dolomit, Marmolatakalk, Dolomit von Raibl, Esinokalk.
Untere alpine Trias	Muschelkalk		Oberer Buchensteiner Schichten, Reiflinger und Recoarokalk, Trinodosuskalk, Brachiopodenkalk.	Mendoladolomit.
			Unterer Dadocrinuskalk, Guttensteiner Kalk.	
	Buntsandstein		Werfener Schichten (Myophorien = Campiler Schichten; Clarai = Seißer Schichten).	

Pseudomonotis Clarai (Fig. 372) und *Myacites Fassensis* und die *Myopho-*

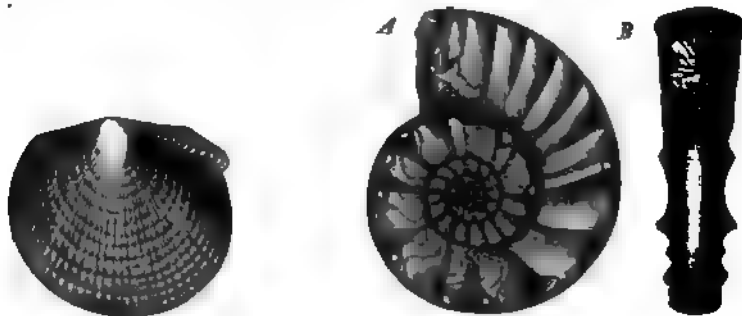


Fig. 372. *Pseudomonotis Clarai* Emm.

Fig. 373. *Ceratites (Tirolites) cassianus* Quenst.
A von der Seite; B von vorn.

rienschichten mit *Myophoria costata*, *Gervillia socialis*, *Naticella costata* und *Ceratites (Tirolites) cassianus* (Fig. 373).

2. Der alpine Muschelkalk.

Die mannigfaltigste Entwicklung besitzt der alpine Muschelkalk bei Recoaro in den Vicentinischen Alpen und gliedert sich hier wie folgt:

1. Unterer Muschelkalk. Dunkle Mergel, Kalke und Dolomithänke mit *Dacocrinus gracilis*.

2. Oberer Muschelkalk:

a. Brachiopodenkalk mit *Rhynchonella decurtata*, *Spirigera trigonella*, *Spiriferina Mentzeli*, *Terebratula vulgaris* und *angusta*.

b. Weißer und grauer Spitzkalk, gastropodenreich und schwarze Kalke mit *Diplopora triadica*.

c. Rote Kalke mit *Ceratites nodosus*. Kieselkalke und Pietre verde.

Dem unteren Muschelkalk entspricht in den Alpen die Zone des *Cerat. binodosus*, dem oberen diejenige des *Cerat. trinodosus* (E. v. Mojsisovics, S. 552), und zu oberst die Zone des *Cerat. nodosus* (A. Tornquist). Letzterer sind die Buchensteiner Schichten, dunkle Bänderkalke mit Hornsteinlagen äquivalent.

Eine locale Facies des unteren Muschelkalkes ist der Guttensteiner Kalk; eine Localbezeichnung für den oberen Muschelkalk ist Reiflinger Kalk und für den *Trinodosus*-kalk Prezzokalk.



Fig. 374. *Ceratites trinodosus* Mojs.

Die normale Schichtenreihe des alpinen Muschelkalkes kann teilweise oder gänzlich durch Dolomite (Mendoladolomit) oder durch den unteren Complex des Esinokalkes ersetzt werden (S. 553).

II. Die obere alpine Trias.

1. Norische Stufe (Ladinische Stufe Bittner's).

Die norischen Ablagerungen sind in großer Faciesmannigfaltigkeit entwickelt und zwar 1) in einer Mergel- und Schieferfacies, die nach örtlichen Unterschieden als Wengener, Partnach und Cassianer Schichten bezeichnet wird; 2) in einer Riffacies als Schlerndolomit, Wettersteinkalk, Marmolatakalk und Esinokalk.

1. Die Mergel- und Schieferfacies:

Die Wengener Schichten, dunkle Schiefer mit Tuffen wechselnd, mit *Halobia* (*Daonella*) *Lommeli* (Fig. 375) und Ammoniten aus der Gruppe des *Trachyceras* (*Tr. Archelaus*, Fig. 376).

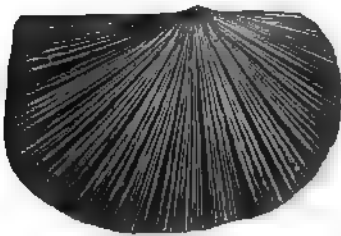


Fig. 375. *Halobia* (*Daonella*) *Lommeli* Wissm.



Fig. 376. *Trachyceras* *Archelaus* Laube

Die Cassianer Schichten*), Mergel und oolithische Mergelkalke, die kalkige Facies der Wengener Schichten, welche selbst Kalklinsen mit Cassianfauna umschließen (Cipitkalke). In diesen kommt namentlich auf der Stuoers Wiese bei St. Cassian eine Fülle wunderbar schön erhaltener Versteinerungen vor, von denen Laube 37 Ammoniten, 3 *Orthoceras*, 205 Gastropoden, 70 Acephalen, 33 Brachiopoden, 29 Echiniden, 10 Crinoideen, 42 Korallen und 36 Spongien beschrieb, eine eigentümliche Mischfauna von paläozoischen und mesozoischen Formen, die sich gleichzeitig durch ihre Zwerghaftigkeit auszeichnen. Einige ihrer wichtigsten Vertreter sind: *Trachyceras* Aon Münst. (Fig. 377), *Orthoceras elegans* Münst., *Bellerophon nautilus* Münst., *Monodonta*

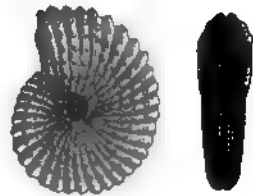


Fig. 377. *Ammonites* (*Trachyceras*) Aon Münster.

*) Vergl. Maria M. Ogilvie. *Geology of the Wengen and St. Cassian Strata*. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1893. S. 4.

Cassiana Wissm., *Macrocheilus obovatus* M., *Phasianella Bronni* Wissm., *Murchisonia Blumi* Münst., *Nucula lineata* Goldf., *Nuc. strigilata* Goldf., *Gervillia angusta* Münst., *Cassianella gryphaeata* Münst., *Cardita crenata* Münst. (Fig. 378), *Koninckina Leonardi* Wissm. u. a.

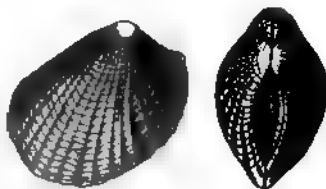


Fig. 378. *Cardita crenata* Münst.

Die Partnach-Schichten, dunkle, petrefactenarme Schiefer, welche in den nordtiroler, sowie in den bayerischen Alpen auf den Muschelkalk folgen und ebenfalls *Halobia Lommeli* führen.

Die Haller Schichten (Rothpletz) von Raibl, Nordtirol und Bayern; etwa 400 m mächtige Mergel, Kalke und Sandsteine mit *Ostrea montis caprillis*, aber auch *Cassianer* Arten.

2. Als kalkige und dolomitische Riff-facies dieser Ablagerungen können an Stelle derselben treten:

a. der Schlern-Dolomit Südtirols (siehe Fig. 379), ein typischer, massiger, krystallinisch körniger Dolomit, am Schlern 4000 m mächtig, mit undeutlichen Resten globoser Ammoniten und seltenen Abdrücken von Korallen. Die gewaltigen, grotesken, von ihm gebildeten Dolomitkofel sind von F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics*) als bereits ursprünglich, zur Zeit ihres

*) F. v. Richthofen Z. d. D. geol. Ges. 4874. S. 325. — E. v. Mojsisovics. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abt. Mai 1875. — Ders. Dolomit-Riffe v. Südtirol. Wien 1879. S. 431. Kap. XVI.

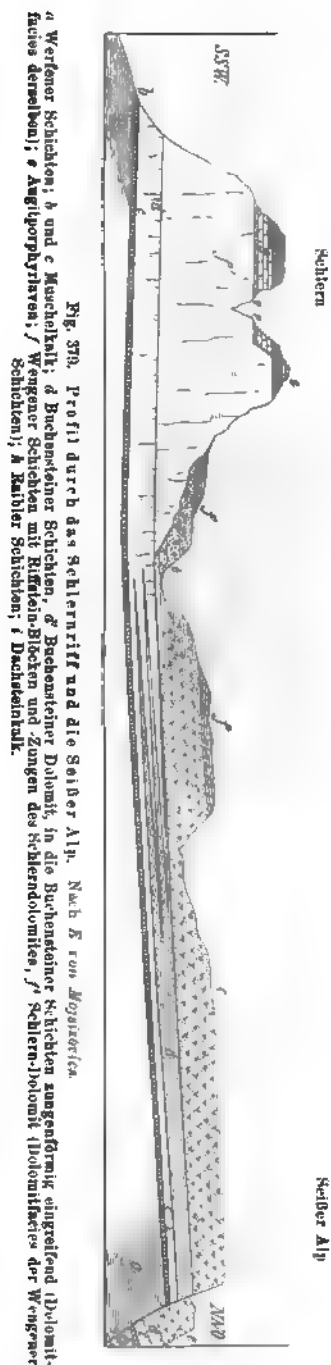


Fig. 379. Profil durch das Schlernriff und die Weißer Alp. Nach F. v. Mojsisovics. a Werfener Schichten; b und c Muschelkalk; d Buchenstein Schichten; e Bechestein Schichten; f Zungen des Scherndolomites; g Schlern-Dolomit (Dolomit-facies derselben); h Angitporphyraen; i Weniger Schichten; k Raibler Schichten; l Decksteinkalk.

Werdens getrennte Massen erkannt und zwar als dolomitisierte Korallenriffe gedeutet worden. Letzterer Anschauung widersprachen namentlich M. Ogilvie, Rothpletz und Salomon*), welcher letztere die Dolomitmassen Südtirols auf Diploporen-Anhäufungen zurückführt, während sie Rothpletz allgemeiner als Anspeicherungen von Resten dort sesshaft gewesener Tiere und Pflanzen erklärt.

b. der Esinokalk der Lombardei; lichtgraue Kalke.

c. der Wettersteinkalk; weiße Kalksteine und lichte Dolomite, über 1000 m mächtig, welche in Nordtirol und den bayerischen Alpen über den Partnach-Schichten oder direct auf den Muschelkalk folgen. Sie sind stellenweise recht reich an Versteinerungen, jedoch ist deren Erhaltungszustand nicht günstig. Unter ihnen treten Kalkalgen und zwar vorzüglich *Diplopora annulata* Schafh. sp. (Fig. 380) in gesteinsbildender Menge auf. Auch Korallen erfüllen oft ganze Bänke, unbestimmbare Ammoniten sind häufig, außerdem kennt man *Chemnitzia Rosthorni* Hörn., *Chemn. Escheri* Hörn., *Chemn. eximia* Hörn., *Megaphyllites Jarbas* Münst., *Monotis salinaria* Bronn. Der Wettersteinkalk setzt vorzüglich das Zug-, Wetterstein- und Karwandelgebirge, die Kalkgebirge des Innthales bei Innsbruck zusammen.



Fig. 380. *Diplopora annulata* Schafh. sp.

d. der Marmolatakalk; weiße und graue Kalksteine von etwa 1000 m Mächtigkeit, die direct auf den Buchensteiner Kalk folgen und neben zahlreichen Diploporen und Foraminiferen z. B. *Spiriferina fragilis*, *Halobia Lommeli* und *Dinarites avisianus* führen (Salomon l. c.).

2. Karnische Stufe.

Raibler Schichten, rötliche mergelige und kalkige Bänke, nebst den dunklen, ebenflächigen Raibler Fische-schiefern, mit Halobien, Trachyceraten (*Tr. aonoides*), *Pinacoceras floridus* Wulf. (Fig. 382), Fischen, Crustaceen und Pflanzen, besonders mit *Corbis Mellingi* Hauer und *Myophoria Kefersteini* Goldf. (Fig. 384). Auf dem Schlernplateau treten rote eisenschüssige oolithische, kalkig-sandige Schichten namentlich mit *Myophoria Kefersteini* Goldf. (Fig. 384), bei Heiligenkreuz Bänke von Muschelmarmor auf, welche *Perna aviculaeformis* Emm., *Corbis Mellingi* Hauer führen. In den bayerischen Alpen werden die Raibler Schichten vertreten durch Mergel, Kalke und Schiefer mit *Cardita Gumbeli* (*Cardita*-Schich-

*) Miss M. Ogilvie. Coral in the Dolomites of S. Tyrol. Geolog. Magazine. London 1894. Jan. — A. Rothpletz. Ein geolog. Querschnitt durch die Ostalpen. 1894. S. 45. — W. Salomon. Geol. u. pal. Studien über d. Marmolata. Palaeontogr. XLII. 1895. S. 24.

ten). Die oberen Horizonte der Raibler Schichten mit *Ostrea montis caprili*, *Astarte Rosthorni*, *Pecten filiosus* werden als **Torer Schichten** bezeichnet.

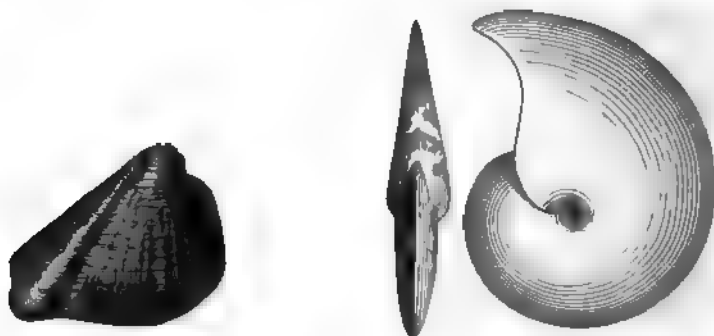


Fig. 351. *Myophoria Kefersteini* Goldf. Fig. 352. *Ammonites (Piacoceras) floridus* Wulf.

In den niederösterreichischen Alpen erscheint als Äquivalent der Raibler Schichten der Lunzer Sandstein, grünlichgrauer, feinglimmeriger Sandstein mit Schieferthonen und Kohlenflötzen, sowie mit einer typischen Keuperflora, so *Equis. arenaceum*, *Pteroph. Jaegeri*, *Lepidopteris Stuttgartiensis*, im Osten mit abbauwürdigen Steinkohlenflötzen.

3. Juvavische Stufe (Norische Stufe Bittner's).

Die verbreitetsten und bis über 1800 m mächtigen Vertreter dieser Stufe sind Kalk- und Dolomitriffe, nämlich Korallenriffkalke, ferner der fossilfreie Hauptdolomit, ein lichter, feinkörniger, z. T. deutlich geschichteter, z. T. zerrissener und zerklüfteter, splitteriger Dolomit, und der untere Dachsteinkalk*). In den Nordalpen vom Rheinthale bis nahe an das Wiener Becken in mächtigen Bergmassen entwickelt, ebenso in der südlichen Triaszone. Der Dachsteinkalk mit Gyroporellen, ferner mit *Avicula exilis*, *Turbo solitarius*, hier und da mit Fischresten (*Semionotus*, *Lepidotus*, *Pholidophorus*); local (Salzkammergut, Ampezzaner Alpen, Recoaro, Friaul) mit Hallstätter Cephalopoden. Er geht in den nördlichen Alpen nach oben zu in Plattenkalke über, welche oft erfüllt sind von kleinen Schneckensteinkernen (*Rissoa alpina* Gumb.).

Der Hallstätter Kalk**). Die eigenartige Entwicklung der faunen-

* E. v. Mojsisovics. Über den chronolog. Umfang d. Dachsteinkalkes. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. CV. Abt. I 4. Jan. 1896.

** E. v. Mojsisovics. Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. Bd. CI, Abt. I 1892 S. 769. — v. Mojsisovics. Waagen u. Diener. Gliederung d. pelag. Sedimente der Trias, ebend. Bd. CIV. Abt. I 1895. S. 4.

reichen Trias des Salzkammergutes (von Hallein, Halstatt, Aussee, Berchtesgaden) beginnt bereits im Muschelkalke und reicht durch die ganze obere Trias bis an die untere Liasgrenze. Die Verbreitungsgebiete dieser Hallstätter Facies sind räumlich sehr beschränkt und bilden nur isolierte kleine



Fig. 393.



Fig. 394.

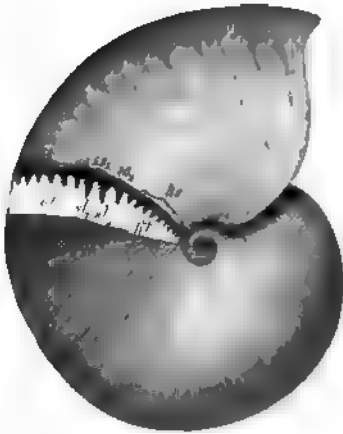


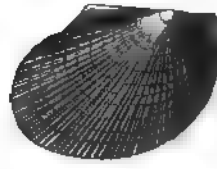
Fig. 396.



Fig. 398.



Fig. 399.



Aus dem juvavischen Hallstätter Kalk.

Fig. 393. *Orthoceras dubium* Hauer. — Fig. 394. *Ammonites (Arcestes) gigantogaleatus* Mojs. — Fig. 395. *Cladiscites tornatus* Br. — Fig. 396. *Ammonites (Pinacoceras) parva* Mojs. — Fig. 397. *Monotis salina* Schloth.

Gebirgspartien inmitten der zu gewaltiger Ausdehnung und Mächtigkeit gelangenden mit ihnen gleichalterigen Wetterstein- und Dachsteinkalke. Sie repräsentieren augenscheinlich die zwischen den 4500 bis 2000 m

mächtigen Riffkalken am Boden des Meeres in höchstens 200 m Mächtigkeit abgelagerten Kalkniederschläge.

Das herrschende Gestein der Hallstätter Triasfacies ist ein meist undeutlich gebankter Kalkstein von licht gelblichrötlicher oder grauer Farbe. Intensiver gefärbte, sog. Marmore kommen nur untergeordnet vor, ohne an ein bestimmtes Niveau gebunden zu sein. Letzteres gilt auch von den ziemlich allgemein verbreiteten Mergeln und Plattenkalken, welche als Zlambachschichten bezeichnet werden und bankweise ziemlich reich an Fossilien sind (Choristoceras, Cochloceras, Bivalven, Halorellen und Korallen). Dieser früher als Basis der Hallstätter Kalke aufgefasste Schichtencomplex führt bei Ischl, Hallstatt, Aussee, Hallein und Berchtesgaden Einlagerungen von Salzthon, Haselgebirge und abbauwürdigem Steinsalz.

Nach der verticalen Verteilung der in dem Hallstätter Schichtencomplex enthaltenen Ammoniten gliedert E. v. Mojsisovics denselben in eine größere Anzahl von Horizonten, von denen die unteren sich mit solchen des übrigen alpinen Triasgebietes decken, während er die von letzteren in so hohem Grade abweichenden oberen cephalopodenreichen Zonen als Juvavische Stufe zusammenfasst (siehe S. 552). Ebenso wie dieses erhellt aus der auf S. 552 gegebenen tabellarischen Übersicht auch die Thatsache, dass dieser obere Teil des Hallstätter Kalkes ein Äquivalent des Dachsteinkalkes und Hauptdolomites ist, in denen A. Bittner Nester von Hallstätter Cephalopoden nachgewiesen hat. Ähnliche Vorkommnisse sind auch aus den Ampezzaner Alpen, aus Friaul und von Recoaro bekannt geworden, so dass die Hallstätter Fauna sich innerhalb der Alpen nicht auf das Salzkammergut beschränkt.

Die juvavischen Hallstätter Kalke sind im allgemeinen frei von organischen Resten. Diese concentrieren sich vielmehr auf locale Nester oder auf rote Kalksteinlinsen im hellen Kalke, welche eine Mächtigkeit von 4 m und eine Länge von 30 m erreichen. In ihrer Fauna herrschen Cephalopoden und zwar neben Orthoceratiten (Fig. 383) Ammoneen vor und unter diesen die Familien der Arcestidae, Tropitidae, Ceratitidae, Cladiscitidae und Pinacoceratidae (Fig. 384 bis 386). Von Zweischalern stellt sich *Monotis salinaria* (Fig. 387) oft in großer Menge ein.

4. Rhätische Stufe.

1. Die Kößener Schichten (*Avicula contorta*-Zone). Versteinerungsreiche, kalkigthonige Schieferthone und Mergel, denen zahllose dünne Bänkchen dunkelgrauen Kalkes zwischengelagert sind. Letztere sind reich an Zweischalern und Brachiopoden, vorzüglich *Avicula contorta* Portl., *Gervillia inflata* Schafh., *Gerv. praecursor* Quenst., *Protocardia rhaetica* Mer., *Cardium cloacinum* Quenst., *Card. austriacum* Hau., *Terebratula gregaria*

Süß, *Spirigera oxycolpos* Emmer., *Spirifer uncinatus* Schafh. Sehr häufig sind auch die ästigen Formen der Lithodendren.

2. Der obere Dachsteinkalk bildet die Höhe vieler alpinen Dolomitplateaus, berüchtigt durch ihre Wasserarmut und ihre Karrenfelder (so auf dem Hagen-, Tannen-, Dachstein- und Totengebirge). Er ist ein dunkler, reiner, dichter Kalkstein, oft voll großer, herzförmiger Muscheldurchschnitte von *Megalodus triquetus* Hauer (der sog. Dachstein-Bivalve Fig. 388), in manchen Bänken mit Korallen und Tiefseeforaminiferen. Wo die Mergel der Kößener Schichten nicht zur Ausbildung gelangt sind, verschmilzt Hauptdolomit, Plattenkalk, unterer und oberer Dachsteinkalk zu jenen colossalen Kalkmassen des Stein-, Watzmann-, Reutalp-, Dachstein- und Göhlgebirges.

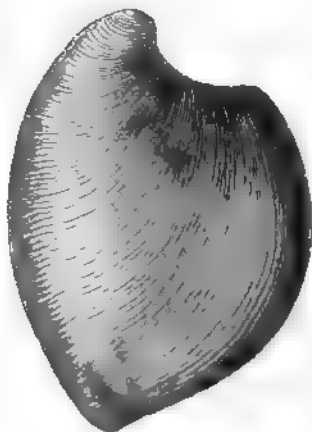


Fig. 388. *Megalodus triquetus* Hauer.

Auf die rhätischen Schichten folgt an vielen alpinen Localitäten der unterste Lias, die Zone des *Ammonites planorbis*.

Eruptivgesteine der alpinen Trias. Im auffälligsten Gegensatze zu dem vollständigen Ausschluss gleichalteriger eruptiver Gesteine innerhalb der deutschen Trias ist die entsprechende alpine Formation reich an Gesteinen, deren Eruption in den Verlauf der triadischen Periode fällt und welche jetzt z. T. als intrusive Lagergänge, z. T. mit Tuffen verknüpft, als Decken zwischen die Sedimentgesteine eingeschaltet erscheinen, so der Raibler Felsitporphyr auf der oberen Grenze des Muschelkalkes der julischen und karnischen Alpen, ferner die Augitporphyre, Melaphyre und Diabasporphyrite nebst ihren Tuffen (Wengener Tuffschiefer, Pietra verde) zwischen den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten der Val Trompia, des Fassathales, der Seißer Alp, von St. Cassian und der Mendola.

Von stockförmigen, also jüngeren Eruptivmassen gehören der Trias Südtirols an namentlich der Tonalit-Granitstock des Adamello, ferner diejenigen von Predazzo und vom Monzoni in Südtirol. Der Eruptivstock von Predazzo durchsetzt die Werfener Schichten, den Muschelkalk, die Buchensteiner und Wengener Schichten und ist ebenso wie sein Contact mit den letztgenannten triadischen Schichten, die hier eine typische Metamorphose erlitten haben (vergl. S. 295), durch die tiefen Erosionsthäler des Avisio und Travignolo ausgezeichnet aufgeschlossen. Derselbe besteht randlich aus Augitsyenit (Monzonit), dessen rasch erstarrte Oberflächen-

ergüsse die Decke von Plagioklas-Porphyr auf dem Mulatto bilden. Die später eingedrungene Kernmasse des Eruptivstockes ist ein rötlicher Biotitgranit und Turmalingranit, welcher Apophysen von Aplit und feinkörnigem Granit sowohl in den Monzonit wie in die Porphyritdecke absendet. Die Contactflächen zwischen dem alten Eruptionskanale und dem durchbrochenen Sedimentgebirge convergieren in der Regel gegen das Innere des Stockes so dass dieser sich nach oben erweitert, über die Schichten übergreift und ungefähr trichterförmige Gestalt besitzt. Als jüngste Eruptionsproducte durchsetzen wenig mächtige Gänge von Camptonit und Liebeneritporphyr die sämtlichen übrigen Gesteine des Stockes. Der weiter nordöstlich gelegene Eruptivstock des Monzoni besteht wesentlich aus Monzonit mit randlichen Schlieren von Pyroxenit, welche ebenfalls von Gängen von Camptonit und Liebeneritporphyr durchsetzt werden *). Auch dieser Stock durchbricht die triadischen Schichten, welche sowohl an ihrer Begrenzungsfläche mit jenen, wie an den in der Eruptivmasse eingeschlossenen Fragmenten die S. 295 geschilderten Contacterscheinungen aufweisen.

Die aufseralpine pelagische Trias).**

1. Pelagische Vertreter des Buntsandsteines (siehe die Tabelle auf S. 552).

am Bogdo-Berge in der astrachanischen Steppe (Werfener Schichten);
in der Salt Range in Indien (Untere Ceratiten-Kalke, Ceratiten-Mergel und Sandstein);
im Himalaya (Otoceras Beds und Subrobustus Beds);
am Unterlaufe des Olenek und auf der Insel Kotelnj in Nordsibirien;
in Idaho in den Rocky Mountains (Meekoceras Beds);
in California in den S. Ana Mts. (Pseudomonotis-Kalke).

2. Pelagische Vertreter des Muschelkalkes.

in den Westkarpathen, in Bosnien, Dalmatien, bei Ismid am Marmara-Meere***);
in der Salt Range (Obere Ceratites-Kalke);
im Himalaya (Muschelkalk);
auf der Insel Russky, am Olenek, an der Lenamündung in Nordostsibirien;
auf Spitzbergen (Posidonien- und Daonellenkalke);
in Nevada (Cephalopodenkalk von Star Peak).

*; W. C. Brögger. Eruptionsfolge d. triad. Eruptivgest. bei Predazzo. Kristiania 1895.

**); E. v. Mojsisovics, W. Waagen und C. Diener. Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. Sitzber. d. k. Akad. Wien. B. CIV. Abt. I. Dec. 1895. S. 1271 (mit der betreff. Litteratur).

***); F. Toula, l. c. Januar 1896. S. 3. N. Jahrb. 1896. I. S. 149 u. Beitr. z. Palaeont. Wien. X. Heft. IV. 1896.

3. Pelagische Vertreter des Keupers = der oberen alpinen Trias.

a) Norische Stufe.

im mediterranen Gebiete bei Barcelona in Spanien, auf den Balearen, in Süditalien, in der Bukowina und Dobrudscha;
auf der Insel Nipon;
in der Cordillere von California und Canada (Halobienschichten).

b) Karnische Stufe.

im mediterranen Gebiete auf Sicilien, bei Serajevo in Bosnien, bei Pozzomartina in der Bukowina, in Ost-Siebenbürgen;
im Himalaya;
auf Rotti im indischen Archipel (Halobien-Schichten);
in California (Subbullatus-Schichten, Hosselkus-Kalk).

c) Juvavische Stufe.

im mediterranen Gebiete in der Bukowina (rote Hallstätter Kalke), bei Dernö in Oberungarn (Metternichi-Zone), in Ost-Siebenbürgen.
in Kleinasien;
im Pamir (Halorellen- und Monotis-Schichten);
in Afghanistan (Bicrenatus-Schichten);
im Himalaya;
auf der Insel Rotti (Schichten mit Monotis salinaria);
auf Neu-Caledonien und Neu-Seeland;
in Peru (Monotis-Schichten).

Innerhalb der arktisch-pacifischen Trias besitzen Schichtencomplexe mit Pseudomonotis-Arten (die Pseudomonotis-Schichten) eine allgemeine Verbreitung, ohne dass es bisher möglich war, dieselben mit einem bestimmten Horizonte der oberen alpinen Trias zu parallelisieren.

Der Jura.

Allgemeinere Litteratur betreffend den Jura Deutschlands.

- F. A. Römer. Die Versteinerungen des nordd. Oolithengebirges. Hannover 1836 und Nachtrag 1839.
Dunker und Koch. Beiträge zur Kenntnis des nordd. Oolithengebirges. 1837.
A. Oppel. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestl. Deutschlands. Stuttgart 1856—58.
Ferd. Römer. Die jurassische Weserkette. Berlin 1858.
Heinr. Credner. Gliederung der ob. Juraformation u. d. Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863; — Geognost. Karte der Umgegend von Hannover. Hannover 1865.
K. von Seebach. Der hannoversche Jura. Berlin 1864.
D. Brauns. Der untere Jura im nordwestl. Deutschland. Braunschweig 1874. — Der mittlere Jura. Kassel 1869. — Der obere Jura. Braunschweig 1874.
C. Struckmann. Der obere Jura in der Umgebung von Hannover. Hannover 1878, und Neue Beiträge hierzu in Dames u. Kayser. Paläont. Abh. Bd. I. S. 4. Berlin 1882. — Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 227. 1887. S. 32. — N. Jahrb. 1884. Bd. II. S. 77. — Jahresber. d. naturhist. Ges. Hannover 1879 u. 1880.
F. A. Quenstedt. Der Jura. Tübingen 1858. — Die Ammoniten des Schwäb. Jura. Stuttgart 1883—88.
O. Fraas. Geogn. Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882. S. 70—149.

Th. Engel. Geogn. Wegweiser durch Württemberg 2. Aufl. Stuttgart 1896.

W. Waagen. Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz 1864; — Versuch einer allgem. Classific. d. Schichten d. ob. Jura. 1865.

R. Lepsius. Beitrag zur Kenntniss der Juraformation im Unter-Elsass. Leipzig 1875.

Mit dem Beginn der Juraperiode tritt uns eine neue Fauna von überraschendem Formenreichtum entgegen. Die Belemniten stellen sich in Unzahl ein, Ammoniten erreichen eine allgemeine Verbreitung und eine enorme Entwicklung und übertreffen alle übrigen Bewohner des Meeres an Zahl der Individuen und an Mannigfaltigkeit ihrer Form und der Zieraten ihrer Gehäuse. An Stelle der triadischen Ammoneen-Gattungen *Ceratites*, *Pinacoceras*, *Trachyceras*, *Arcestes* und *Tropites* treten jetzt neben *Phylloceras* und *Lytoceras* die neuen Genera *Amaltheus*, *Psiloceras*, *Schlotheimia*, *Arietites*, *Aegoceras*, *Harpoceras*, später *Oppelia*, *Parkinsonia*, *Stephanoceras*, *Cosmoceras*, *Perisphinctes* und *Aspidoceras*, in etwa 500 Arten, diese in phylogenetisch hoch bedeutsamen Formenreihen. Die Korallen vom Typus der Neuzeit entfalten eine bedeutende riffbauende Thätigkeit, die Seeschwämme, die Seeigel und zahlreiche Molluskengeschlechter, namentlich Gastropoden (unter diesen die Nerineen, Strombiden und Pleurotomarien, ferner die Trigonien, Pholadomyen und Diceraten, sowie die austerartigen Muscheln (*Ostrea*, *Gryphaea*, *Exogyra*), endlich die Brachiopodengattungen *Terebratula*, *Waldheimia* und *Rhynchonella* gewinnen eine außerordentliche Verbreitung und Häufigkeit. Auch die typischen langschwänzigen Decapoden erscheinen zuerst in größerer Zahl. Die Fische beschränken sich fast noch auf Ganoid- und Knorpelfische, während Teleostier, die große Masse der heutigen Fischwelt, im jurassischen Zeitalter nur durch die heringartigen Gattungen *Leptolepis* und *Thrissops* vertreten sind, deren Skelete local in großer Anzahl die Schichtungsflächen oberjurassischer Kalkplatten bedecken. Vor allen Tieren der damaligen Oceane ragen zwei durch das Abenteuerliche ihrer Form, durch das Gigantische ihrer Größe hervor, zwei Saurier, *Ichthyosaurus* und *Plesiosaurus*, beide ihrem ganzen Habitus nach auf das Leben im Meere beschränkt.

Eine ähnliche Umgestaltung und Bereicherung wie die Fauna der Meere hat die der Continente erfahren. Wir sahen die unbedeutenden Anfänge einer Landfauna in dem silurischen Zeitalter erstehen. Die ersten und einzigen Repräsentanten der landbewohnenden Wirbeltiere waren im Carbon einige salamanderartige Amphibien, zu ihnen gesellen sich im Verlaufe der permischen Periode rhynchocephalenartige Reptilien und zu diesen im triadischen Zeitalter eine Anzahl Theromorpha (z. B. *Dicynodon*) und *Sauropterygia* (z. B. *Nothosaurus*) sowie höchst vereinzelte Spuren der ersten Säugetiere (*Microlestes*). In der Juraperiode gewinnen die Crocodilier (*Teleosaurus*, *Geosaurus*, *Myriosaurus*), Flugsaurier und Dinosaurier, sowie Schildkröten eine große Verbreitung. Ihnen gesellt sich eine noch

unbeträchtliche Zahl von warmblütigen Wirbeltieren und zwar ihrer beiden Klassen, der Vögel und Säugetiere, hinzu, letztere freilich nur durch Beuteltiere vertreten. Große paläontologische Bedeutung besitzen die Dinosaurier, Landreptilien mit langem Hals, mächtigem Schwanz, langen Hinterextremitäten, vielfach aufrechter Körperhaltung und z. T. mit ausgesprochenen Vogelmerkmalen. Bereits in der Trias vertreten (*Zanclodon*), erreichen sie im oberen Jura und zwar vorzüglich in dem der Rocky-Mountains eine große Mannigfaltigkeit, Häufigkeit und z. T. Riesenhaftigkeit mit den Geschlechtern *Compsognathus*, *Megalosaurus*, *Brontosaurus*, *Stegosaurus*, *Cetiosaurus*, *Atlantosaurus* u. a., von denen die beiden letzten eine Länge von nicht weniger als 15—30 m erlangen. Auch die Arthropoden finden außer durch Krebse durch Libellen, Grillen und Käfer eine ziemlich mannigfaltige Vertretung. Zieht man nun noch in Betracht, dass bereits in der Jurazeit die Dickichte der Sigillarien, *Lepidodendren* und *Calamiten* schon längst der Vorzeit angehören, dass statt ihrer echte Nadelhölzer, gemischt mit Cycadeen, die Wälder bilden, auf deren Boden Farnkräuter und Equiseten wuchern, dass also Gymnospermen die einfacher organisierten Kryptogamen des paläozoischen Zeitalters zurückgedrängt und das Maximum ihrer Entwicklung erreicht haben, so ist nicht zu verkennen, dass sich die organische Welt auf eine höhere Stufe emporgeschwungen hat, als sie in den vorjurassischen Zeitaltern einnahm.

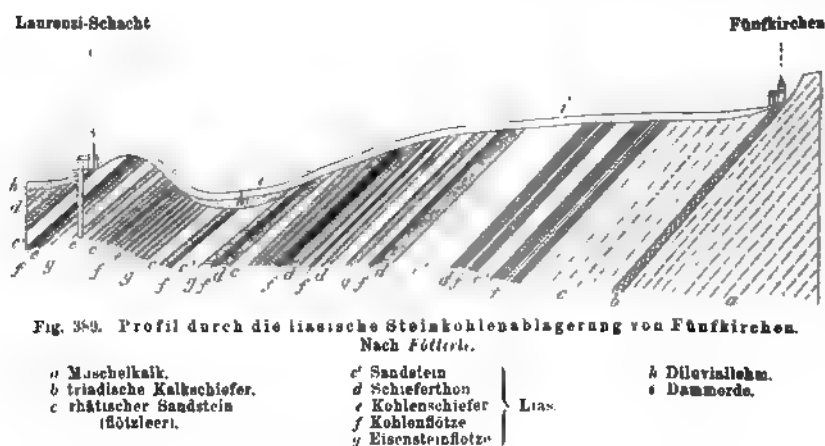
Die Schichtenreihe der jurassischen Formation besteht vorzugsweise aus Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen, Schieferthonen und plastischen Thonen, mit welchen nicht selten mächtige Dolomite wechsellagern; diese sind es, welche die grotesken Fels- und Höhlenbildungen der jurassischen Gebiete in Hannover und Braunschweig, sowie in der fränkischen Schweiz und Schwabens bedingen. Oolithe sind namentlich in den mittleren und oberen Niveaus des Jurasystemes so gewöhnlich, dass man die ganze Formation nach ihnen »Oolithenformation« benannte. Ihren jetzt gebräuchlichen Namen hat dieselbe vom Juragebirge erhalten, an dessen Zusammensetzung sie den Hauptanteil nimmt. Conglomerate und Breccien sind zu den selteneren jurassischen Vorkommnissen zu rechnen, während vulkanische Tuffe und Zwischenlager von eruptivem Ursprung dem centraleuropäischen Jura ganz fremd sind.

Die bis 1000 m mächtige Schichtenreihe des Jura zerfällt nach den Umgestaltungen, welche die damaligen Faunen und Floren erlitten haben, also nach der Verschiedenartigkeit des paläontologischen Habitus der einzelnen auf einander folgenden, die Juraformation aufbauenden Schichten-complexe in zahlreiche Stufen, welche man in drei Hauptabteilungen zusammenfasst. Diese sind

3. der weiße oder obere Jura oder Malm,
2. der braune oder mittlere Jura oder Dogger,
1. der schwarze oder untere Jura oder Lias.

1. Der Lias.

Petrographischer Charakter. Unter den Gesteinen, welche die selten mehr als 100 m mächtige Schichtenreihe des Lias zusammensetzen, walten Schieferthone, Sandsteine, Kalksteine, Mergel und Thone bei weitem vor, namentlich spielen graue, braune oder schwarze, meist bituminöse Thone und Schieferthone nicht nur durch ihre bedeutende Mächtigkeit, sondern auch als Muttergestein außerordentlich deutlich erhaltener organischer Reste eine wichtige Rolle. Aus ihnen entwickeln sich sehr gewöhnlich dunkelgraue bis schwarze, kalkreiche und bituminöse, mehr oder weniger dünn-schieferige und versteinungsreiche Mergelschiefer, deren Bitumengehalt oft so überhand nimmt, dass sie in förmliche Brandschiefer übergehen. Zu einer bedeutenden Entwicklung gelangen ferner dünn-schichtige, dunkle, ebenfalls bituminöse und stark thonige Kalksteine, die zum Teil außerordentlich reich an organischen Überresten sind, so dass manche Schichten fast allein aus solchen zusammengesetzt erscheinen (Gryphiten- oder Arcuatenkalk, Ammonitenkalk, Monotiskalke). Sandsteine, zum großen Teil sehr körnig, oft glimmerreich und dann dünn-plattig, von gelblichgrauer Farbe, stellen sich namentlich an der Basis der Liasformation ein, ohne jedoch aus den übrigen Niveaus des Lias vollständig ausgeschlossen zu sein. Mit ihnen sind in einigen Gegenden Steinkohlenablagerungen verknüpft, so bei Kammin [an der Odermündung,] im Pechgraben bei Weyer in Österreich, am kaspischen Meer, in Persien und China. Bei Fünfkirchen in Ungarn treten 25 abbauwürdige Flötze mit einer Gesamtmächtigkeit von 26 m auf (siehe Fig. 389). Eine gewisse technische



Wichtigkeit, wenn auch nur eine untergeordnete Bedeutung als Glieder der Liasformation, besitzen Einlagerungen von oolithischem Eisenerze und

Sphärosiderit. Während letzterer in Gestalt oft dicht an einander gedrängter Nieren und Knollen im Schieferthone vorkommt, bilden erstere gewöhnlich regelmäßige und stetige Flötze, welche teils zwischen dem Sandstein, teils zwischen den Schieferthonen der Formation auftreten. Derartige versteinерungsführende Flötze von oolithischem Eisenstein werden z. B. am Kahleberge bei Echte, bei Helmstädt, bei Harzburg, am Luhdener Berge bei Rinteln u. a. O. abgebaut. Im Teutoburger Walde, und zwar im Kreise Bielefeld, Paderborn und Warburg, kommen in 50 über einander liegenden Horizonten Sphärosideritnieren, ferner zwei zusammen 2,20 m mächtige Sphärosideritlager und endlich drei Flötze von oolithischem Eisenerz vor, letztere 7,53 m mächtig. — Recht eigentümliche Gebilde sind die dünnen Schichten von Tutenmergel (Nagelkalk), welche z. B. am Harzrande bei Goslar und in Württemberg sehr häufig im Lias vorkommen.

Lagerungsverhältnisse. Die architectonischen Verhältnisse der Liasformation sind fast durchgängig höchst einfacher Natur. Wie ein weiter, dunkeler Teppich dehnt sie sich, freilich durch Erosion in zahlreiche isolierte Partien zerschnitten, innerhalb ihrer Verbreitungsgebiete aus und umsäumt in flachen Terrassen die noch beschränkteren Areale der jüngeren jurassischen Gebilde, die sich über die Ebene des Lias erheben. Die Lage der Schichten ist mäßig geneigt, sehr häufig, namentlich im nordwestlichen Deutschland, eine flach muldenförmige, so dass sich das Ausgehende der Muldenflügel an die langgezogenen triadischen Rücken anlegt, während das Innere der Mulden durch den oberen Jura und die Kreide ausgefüllt ist. Nur in jüngeren Gebirgen, so in den Alpen und in dem Schweizer Jura, stellen sich complicierte Faltungen, Verwerfungen und Überschiebungen (vergl. Fig. 48 u. 49, S. 173) ein, am nördlichen Harzrande und im Teutoburger Walde vollständige Überkipnungen, ferner vielerorts, z. B. bei Eisenach und Arnstadt, bis ins kleinste gehende Zerstückelungen. Mit dem obersten Gliede der Trias ist der Lias auf das innigste verknüpft, und ebenso ist seine Überlagerung durch den braunen Jura eine vollkommen gleichförmige.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie in allen marinen Bildungen, so spielen auch im Lias Pflanzenreste nur eine untergeordnete Rolle. Neben einigen in den Liasschiefern recht häufigen *Fucoiden* (z. B. *Chondrites Bollensis* Kr. und *Sphaerococcites granulatus* Bronn) sind die in der ganzen jurassischen Formationsgruppe so wichtigen *Cycadeen* auch im Lias und zwar vorzugsweise durch die Gattungen *Zamites*, *Podozamites*, *Pterophyllum*, freilich meist durch in das Meer eingeschwemmte Exemplare vertreten. Auch verkalkte und verkohlte *Coniferenhölzer*, sowie vereinzelte *Coniferenzweige* (*Araucarites peregrinus*) sind von verschiedenen Localitäten bekannt. Nur im Lias der Alpen und Karpathen stellen sich Schichten mit reichlichen Pflanzenresten ein, welche letztere

sich sogar zu Kohlenflötzen anspeichern können (Grestener Schichten, Rotzo-Schichten).

In schroffem Gegensatze zu dieser Armut an vegetabilischen Resten birgt die Schichtenreihe des Lias eine außerordentlich mannigfaltige, formen- und individuenreiche Meeresfauna, deren Hauptvertreter den Crinoideen, Mollusken und Reptilien angehören. Unter den Crinoideen erlangt das Geschlecht *Pentacrinus* eine außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung; unter den Brachiopoden zeichnen sich die Genera *Terebratula* und *Rhynchonella* durch die große Menge ihrer Individuen aus, auch *Spirifer* und *Leptaena* sind noch vertreten. Von den Zweischalern sind *Gryphaea*, *Pecten*, *Lima*, *Avicula*, *Mytilus*, *Trigonia*, *Pholadomya* und *Astarte* die wichtigsten, am reichhaltigsten aber von allen liasischen Molluskenabteilungen sind die Ammoneen und Belemniten entwickelt und erlangen einerseits durch die große Anzahl ihrer Species und die zuweilen enorme Menge ihrer Individuen, anderseits durch das Gebundensein gewisser charakteristischer Arten an ganz bestimmte Horizonte eine außerordentliche Bedeutung für diese Formation. In ihr sind namentlich die Ammonitengattungen *Psiloceras*, *Schlotheimia*, *Arietites*, *Harpoceras*, *Amaltheus*, *Phylloceras* und *Lytoceras* vertreten. Außerdem erhält der paläontologische Habitus des Lias durch die zahlreichen und weit verbreiteten Reste von *Ichthyosaurus**) und *Plesiosaurus***), riesigen Meeressäuriern mit flossenartigen Ruderfinnen und biconcaven Fischwirbeln, ein ganz eigentümliches Gepräge. An schwäbischen Exemplaren von *Ichthyosaurus* ist nicht nur die lederartige Schwimnhaut der Extremitäten, sondern auch die Rückenflosse und die gewaltige zweilappige Schwanzflosse überliefert (Fig. 394). Ihre Crocodilzähne beweisen, dass sie gefräßige Raubtiere waren, der Inhalt ihres Magens und die Bestandteile ihrer Excremente (Koprolithen), dass ihre Nahrung aus Fischen, Reptilien und Tintenfischen bestand. Der fast 40 m lange *Ichthyosaurus* (Fig. 390 u. 394) besaß delphinähnliche Gestalt, einen großen Kopf auf sehr kurzem Halse, einen langen Schwanz und Ruderfinnen aus einem Mosaikpflaster von polygonalen Knochentafeln, — der bis 3 m lange *Plesiosaurus* (Fig. 392) einen kleinen eidechsenartigen Kopf an langem, schlangenartigem Halse (mit 24 bis 40 Wirbeln), einen kurzen Schwanz und Ruderfüße mit 5 Fingern von Röhrenknochen. Die Hauptfundorte dieser beiden Meeressäurier sind Lyme Regis in England, Boll und Holzmaden in Württemberg und Banz bei Bamberg.

* E. Fraas. Die Ichthyosaurier der süddeutschen Trias- und Juraablagerungen. Tübingen 1894. — Ders. Die Hautbedeckung v. *Ichthyosaurus*. N. Jahrb. 1892. II. S. 87.

** W. Dames. Die Plesiosaurier d. süddeut. Lias. Abh. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1895.

Einen auffallenden Gegensatz zu den nackten, ausschließlich auf das Meer angewiesenen Sauriern bilden die auch zur Bewegung auf dem Lande organisierten gavielähnlichen Saurier mit schlanker, schmaler Schnauze und

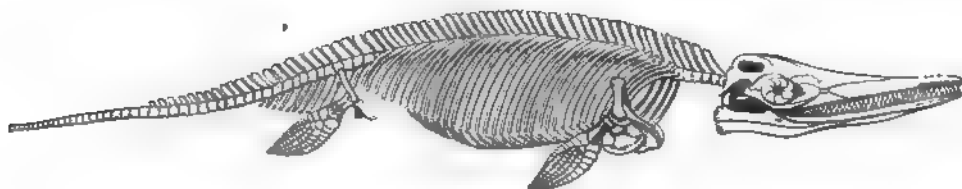


Fig. 390. *Ichthyosaurus communis* Conyb. Nach Owen.

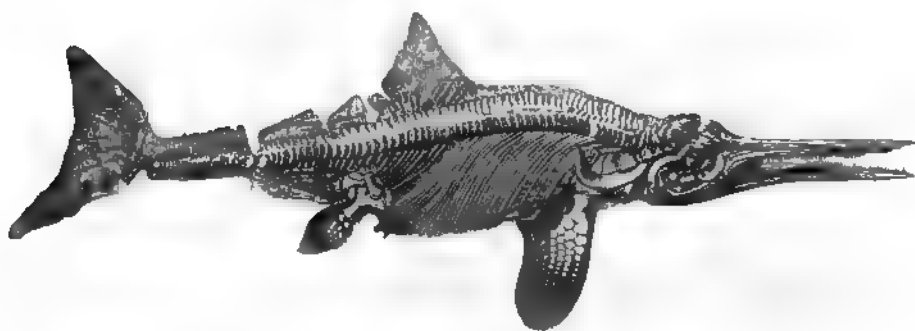


Fig. 391. *Ichthyosaurus quadriscissus* Quenst. Nach Ed. Frana.

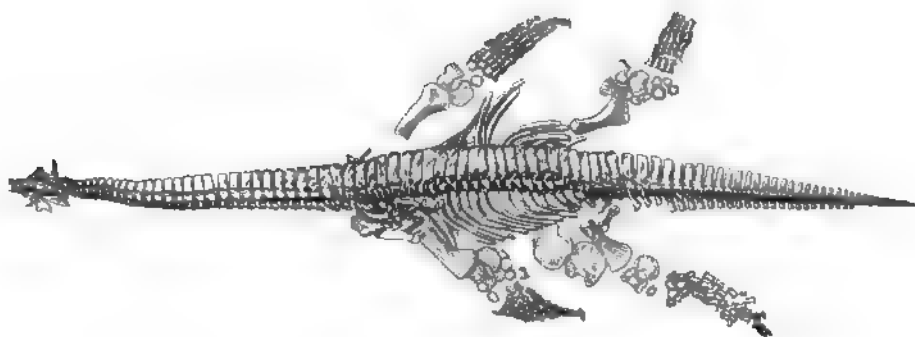


Fig. 392. *Plesiosaurus Guillelmi Imperatoris* Dames.

dicken viereckigen Knochenschildern. Hierher gehören namentlich Teleosaurus, Mystrisaurus, Pelagosaurus und Macrospondylus, z. B. aus den Schieferen von Boll. Die im oberen Jura ihre Hauptverbreitung erlangenden Flugsaurier sind bereits im Lias vertreten, so im oberen Lias Schwabens durch *Campylognathus**).

*; F. Plieninger. Palaeontographica; Cassel. XLI. S. 193.

Von den übrigen Abteilungen des Tierreiches sind Foraminiferen, Schwämme und Korallen im Lias verhältnismäßig nur schwach repräsentiert, von Gastropoden gewinnen nur einzelne Species der Geschlechter *Turbo*, *Trochus*, *Pleurotomaria* eine nicht unbedeutende Verbreitung; Insectenreste (Käfer, Orthopteren, Neuropteren und Hemipteren) sind aus Mecklenburg, Gloucestershire und Aargau bekannt geworden. An Fischen sind namentlich die oberen Horizonte des Lias von England und Schwaben reich, in denen sowohl einzelne glänzende Schuppen, wie außerordentlich schön erhaltene Exemplare homocercaler Ganoiden (*Lepidotus gigas* Ag., *Ptycholepis Bollensis* Ag., *Dapedius pholidotus* Ag.) vorkommen. Eine größere Verbreitung besitzen die Flossenstacheln und Zähne von Knorpelfischen (*Hybodus*, Fig. 393, *Acrodus*) im Lias.



Fig. 393. *Hybodus reticulatus* Ag. (Rückenflossenstachel.)

Allgemeine Gliederung des Lias. In allen ihren Verbreitungsgebieten zerfällt die Schichtenreihe des Lias in eine Anzahl Stufen, welche der Umgestaltung der liasischen Faunen entsprechen und sich demnach durch gewisse Verschiedenartigkeiten ihrer Versteinerungsführung auszeichnen.

Diese zahlreichen Stufen, die als das Resultat localer Einflüsse natürlich keine ganz allgemeine Geltung besitzen, jedoch im nachfolgenden Abschnitte (S. 575 u. f.) aufgeführt sind, lassen sich in drei überall zu unterscheidende Abteilungen zusammenfassen, welche man als unteren, mittleren und oberen Lias bezeichnet.

a. Der untere Lias.

Harte schwarze Kalke, fette Thone, selten mit oolithischen Eisenerzen, sowie z. B. in Franken gelbe Sandsteine.

Die Kalksteine sind zum Teil ganz angefüllt von *Gryphaea arcuata* Lam. (Fig. 397), sowie von *Ammonites* (*Psiloceras*) *planorbis* Sow. (= *Amm. psilotus* Qu. Fig. 404), *Amm.* (*Arietites*) *Bucklandi* Sow. (Fig. 400), *Amm.* (*Schlotheimia*) *angulatus* Schloth. (Fig. 399), *Amm.* (*Ophioceras*) *raricostatus* Ziet. Als fernere weitverbreitete ausgezeichnete Leitfossilien des unteren Lias sind anzuführen: *Lima gigantea* Sow. (Fig. 396), *Cardinia concinna* Ag., *Card. hybrida* Ag. (Fig. 398), *Spiriferina Walcottii* Sow. (Fig. 395), *Pentacrinus scalaris* Mill. (Fig. 394), *Pentacrinus Briareus* Mill. Im oberen Teile des unteren Lias treten in England bituminöse Schiefer mit zahlreichen Fischen und Ichthyosauren, namentlich aber mit Plesiosauren auf (Lyme Regis).



Fig. 394. *Pentacrinus scalaris* Mill.

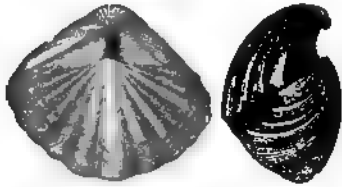


Fig. 395. *Spiriferina Walcottii* Sow.

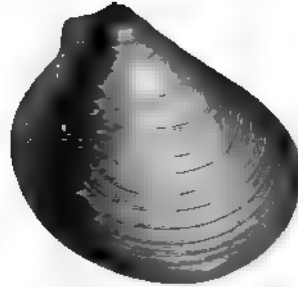


Fig. 396. *Lima gigantea* Sow.

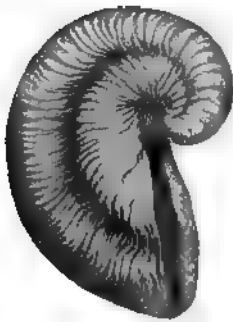


Fig. 397. *Gryphaea arcuata* Lam.

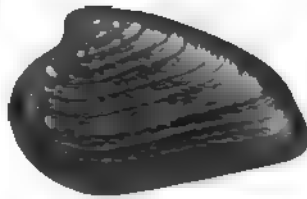


Fig. 398. *Cardinia hybrida* Ag.

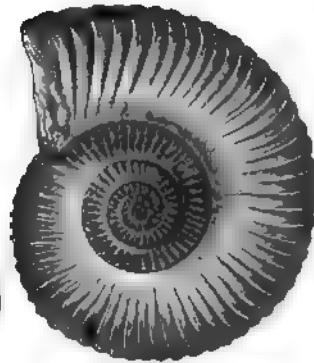


Fig. 399. *Ammonites (Schlotheimia) angulatus* Schl.

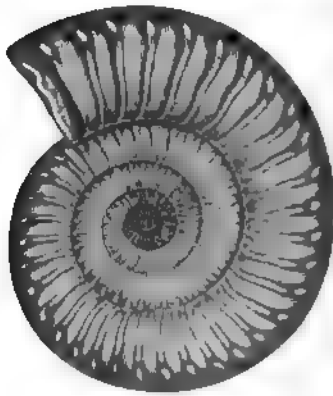


Fig. 400. *Ammonites (Arietites) Bucklandi* Sow.



Fig. 401. *Ammonites (Pailoceras) planorbis* Sow.
an = *Anaptychus*.

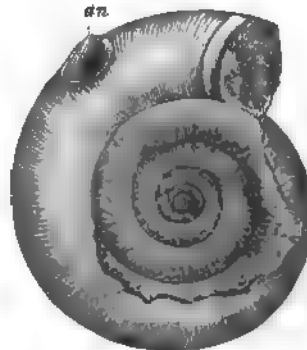


Fig. 394—401. Leitfossilien des unteren Lias.

b. Der mittlere Lias.

Graue Kalkmergel und Kalksteine, oolithische Kalke und Eisensteine, dunkelblaue plastische Thone mit Sphärosideritnieren und Kalkgeoden. Aus der großen Anzahl der organischen Reste, welche diese Schichten führen,

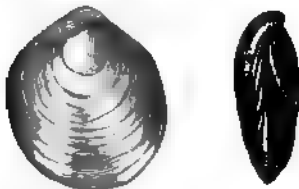


Fig. 402. *Terebratulina* (Waldheimia) *numismalis* Lam.

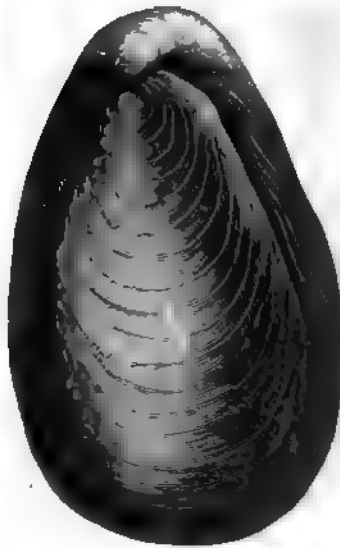


Fig. 403. *Gryphaea cymbium* Lam.



Fig. 404. *Belemnites paxillosus* Schloth.

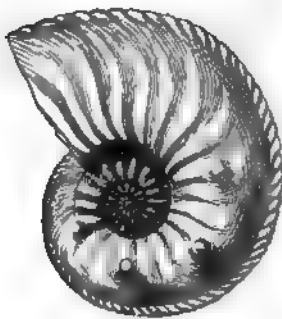


Fig. 405. *Ammonites* (Amaltheus) *margaritatus* Brog.



Fig. 406. *Ammonites* (Lytoceras) *fimbriatus* Sow.

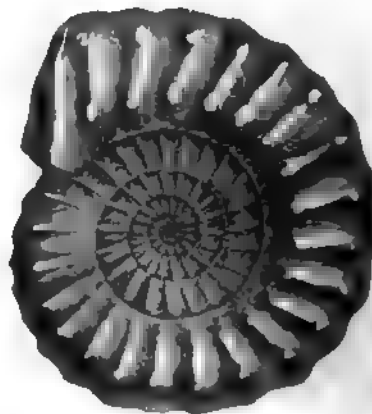


Fig. 407. *Ammonites* (Aegoceras) *capricornus* Schloth.

Fig. 402—407. Leitfossilien des mittleren Lias.



Fig. 409. *Pentacrinus briaroides* Quenst.

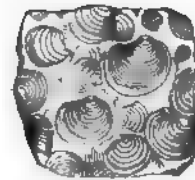


Fig. 408. *Posidonomya Brousi* Goldf.



Fig. 410. *Belemnites digitalis* Blainv.

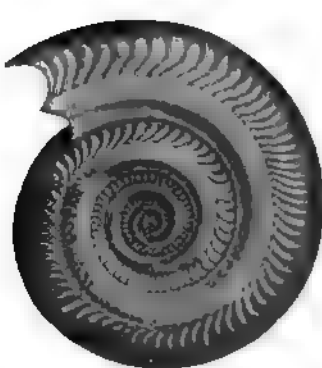


Fig. 411. *Ammonites (Harpoceras) bifrons* Brug.

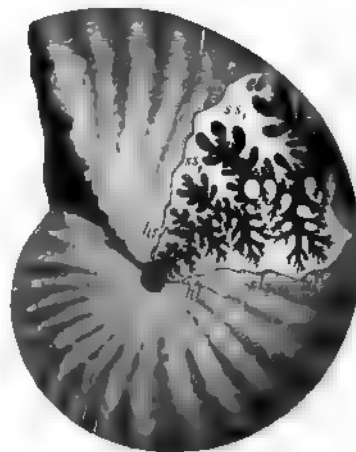


Fig. 412. *Ammonites (Phylloceras) heterophyllus* Sow.

Fig. 408—412. Leitfossilien des oberen Lias.

sind als Leitfossilien des mittleren Lias hervorzuheben: *Ammonites* (*Aegoceras*) *capricornus* Schloth. (Fig. 407), *Amm.* (*Amaltheus*) *costatus* Schloth., *Amm.* (*Lytoceras*) *fimbriatus* Sow. (Fig. 406), *Amm.* *amaltheus* Schloth. (= *Amaltheus margaritatus* Brug.) (Fig. 405), *Belemnites paxillosus* Schloth. (Fig. 404), *Gryphaea cymbium* Lam. (Fig. 403), *Terebratula* (*Waldheimia*) *numismalis* Lam. (Fig. 402), *Rhynchonella rimosa* Buch, *Spiriferina rostrata* Schloth., *Pentacrinus basaltiformis* Mill.

c. Der obere Lias.

Zu unterst dünn-schieferige, bituminöse Schieferthone, von zum Teil so ansehnlichem Ölgehalte, dass dasselbe gewonnen wird, überlagert von dünnplattigen Stinkkalken voll *Pseudomonotis substriata* Münst., sowie von grauen Mergelkalken. Gewisse Lager der ersteren sind von den dünnen, concentrisch runzeligen Schalen der *Posidonia* (*Posidonomya*) *Bronni* (Fig. 409) erfüllt, wonach der ganze Complex als Posidonienschiefer bezeichnet wird. In ihnen ist der große Reichtum an Überresten von Fischen und Sauriern niedergelegt, durch welchen sich namentlich Boll und Holzmaden in Schwaben und Banz in Franken auszeichnen. Hier birgt dieser Horizont die wohl erhaltenen Skelete von *Ichthyosaurus* und *Teleosaurus*, die Schuppen, Zähne und Flossenstacheln von *Ptycholepis*, *Hybodus*, die Schulpe und Tintenbeutel von *Geoteuthis* und *Beloteuthis*, die Kronen von *Pentacrinus briaroides* (Fig. 408) in sonst kaum gekannter Vollständigkeit. Von letzteren liegen auf einer einzigen, jetzt im Tübinger Museum befindlichen Platte von 8 m Länge und 5,3 m Breite 24 zu einem mäandrisch gewundenen Bündel gruppierte Stiele, deren Enden über 4 m lang frei liegen und weit ausgebreitete Kronen tragen. Zahlreiche Ammoniten und zwar *Ammonites* (*Harpoceras*) *serpentinus* Rein., *Amm.* (*Coeloceras*) *communis* Sow., *Amm.* (*Harpoceras*) *lythensis* Young sind zu Papierdünne zusammengedrückt, andere in mehr mergeligen Schichten vorkommende, so *Ammonites* (*Harpoceras*) *bifrons* Brug. (= *Walcotti* Sow.) (Fig. 411), *Amm.* (*Phylloceras*) *heterophyllus* (Fig. 412), pflegen ihre ursprüngliche Gestalt beibehalten zu haben. Neben ihnen zeichnen sich die leicht kenntlichen *Ammonites* (*Lytoceras*) *jurensis* Ziet., *Belemnites digitalis* Blainv. (Fig. 410) und *Bel. acuarius* Schloth. durch ihre Häufigkeit aus. Dahingegen muss der Mangel an sonst so überaus gewöhnlichen *Terebrateln* und *Rhynchonellen* auffallen.

Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen. Als erläuternde Beispiele der Gliederung des deutschen Lias mögen an dieser Stelle kurze Beschreibungen seiner Ausbildungsweise in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen Platz finden. Mit ihr stimmt die Entwicklung des englischen Lias im wesentlichen überein.

Der Lias in Schwaben wird nach Quenstedt gegliedert wie folgt:

III. Oberer Lias.**Lias ζ.**

Jurensismergel, durchschnittliche Mächtigkeit 4 m. Lichtgraue Kalkmergel mit grauen Mergelkalken.

Zu oberst Zone des *Amm. Aalensis* mit *Amm. Aalensis* Ziet., *Amm. hircinus* Schl., *Belem. brevirostris* d'Orb., *B. quadricanaliculatus* Qu., *B. tricanaliculatus* Qu., *Thecocyathus tintinnabulum* Gf., *Cidaris jurensis* Qu., *Pentacrinus jurensis* Qu. etc.

In der Mitte Zone des *Amm. jurensis* mit *Amm. jurensis* Ziet., *Amm. serrodens* Qu., *Amm. discoides* Ziet., *Amm. insignis* Ziet., *Nautilus lineatus* Ziet., *Pleurotomaria jurensis* Qu., *Lima jurensis* Qu., *Inoceramus gryphoides* Schl., *Hinnites* etc.

Zu unterst Zone des *Amm. radians* mit *Amm. radians* Schl., *Amm. Thouarsensis* d'Orb., *Amm. bifrons* Brug., *Amm. insignis* Ziet., *Belem. digitalis* Qu. etc.

Vielfach sind die Fossilien dieser Stufe mit Bryozoen und Serpulen besetzt.

Lias ε, durchschnittliche Mächtigkeit 40 m.

3. **Contrariusschichten.** Zu oberst Lager des *Chondrites Bollensis* Qu. Graue, selten dunkle, bituminöse Mergelschiefer und Mergel mit schwachen Mergelkalkbänken. Häufige Vorkommnisse sind: *Pecten (Amusium) contrarius* Buch, *Posidonomya Bronni* Gf., *Inoceramus gryphoides* Schl., *Discina papyracea* Schm., *Amm. fibulatus* Sow. (= *Bollensis* Ziet.), *Amm. serpentinus* Ziet., *Amm. crassus* Phil., *Amm. bifrons* Brug., *Amm. discoides* Ziet., *Amm. insignis* Ziet., *Belem. digitalis* Qu., *B. tripartitus* Schl., *B. acuarius* Qu. und Seetanglager.
2. **Haupthorizont der *Posidonomya Bronni* (Posidonienschiefer).** Zu oberst Lager der *Pseudomonotis substriata*.

Bituminöse Schieferthone und Mergelschiefer mit Bänken von bituminösem Mergelkalk.

Charakteristische Fossilien sind: *Posidonomya Bronni* Gf., *Pseudomonotis substriata* Münt., *Inoceramus gryphoides* Schl., *Discina papyracea* Schm., *Amm. communis* Sow., *Amm. Lythensis* Young, *Amm. fimbriatus* Sow., *Amm. heterophyllus* Sow., *Belem. acuarius* Qu., *Geoteuthis Bollensis* Ziet., *Beloteuthis Schübleri* Qu., *Pentacr. Briareus* Park. und *Pentacrinus subangularis* Mill.

Außerdem finden sich von Reptilien: *Ichthyosaurus longirostris* Jäg., *Plesiosaurus Guilelmi imperatoris* Dames, *Plesiosaurus suevicus* Qu. (selten), *Pterodactylus Banthenensis* Theod. (sehr selten) und *Teleosaurus Bollensis* Cuv., ferner von Fischen: *Pleurolepis pholidotus* Ag., *Ptycholepis Bollensis* Ag., *Lepidolepis Bronni* Ag. etc. — Tange, local Treibhölzer.

1. **Schichten mit *Phymatoderma granulatum* Schl.** Zu unterst das Lager d. *Cidaris crinifera*. Blaugraue, mehr oder weniger bituminöse Mergelschiefer, welche local in Mergelkalke übergehen, mit *Phymatoderma (Algacites) granulatum* Schl., *Plicatula spinosa* Sow., *Rhynch. amalthei* Qu., *Spiriferina villosa* Qu., Ostracoden, *Amm. communis* Sow., *Belem. paxillosus* Schloth., *Geoteuthis Bollensis* Ziet., *Cidaris crinifera* Qu. und *Ichthyosaurus*-resten.

II. Mittlerer Lias.**Lias δ.**

Amaltheenthone, 40 m mächtig, fette Thone, reich an Schwefelkiesconcretionen und verkiesten *Ammonites amaltheus* Schloth., sowie viel Pen-

tacr. basaltiformis Mill., Belemnites paxillosus Schloth., Belem. acuarius Qu., darüber mergelige Kalke mit Ammonites costatus Schloth., Rhynchonella quinqueplicata Ziet., Belem. paxillosus Schloth. Im oberen Niveau mit der Koninckinen- (Leptaenen-) schicht.

Lias γ , 15 bis 20 m mächtig.

Spiriferenbank, harte Kalke mit Spiriferina verrucosa, rostfleckige Kalkmergel mit Rhynch. rimosa, Terebr. (Waldheimia) numismalis (Numismalenmergel), Pentacrinus basaltiformis, letztere eine Bank bildend, darüber dunkelgefleckte Kalkbänke voll Ammonites Davoei Sow. Außerdem mit Amm. Jamesoni Sow., Amm. fimbriatus Sow., Amm. ibex Qu., Amm. striatus Rein., Gryph. cymbium Lam., Turbo, Trochus, Pleurotomaria.

I. Unterer Lias, 30—35 m mächtig.

Lias β , 10 m mächtig.

Schwärzliche Thone und Schieferthone mit tiefgrauen, dichten Kalksteinen. Zu oberst Zone des Amm. raricostatus, in der Mitte Zone des Amm. oxynotus, zu unterst Zone des Amm. obtusus. Außerdem mit Amm. ziphus Ziet., Amm. planicosta Sow., Amm. globosus Ziet., Lima gigantea Sow., Gryph. obliqua Qu., Rhynch. Oxynoti Qu., Pentacr. scalaris Qu., Cid. minuta Wr., Ostracoden.

Lias α .

3. **Arietenschichten** (Bucklandischichten). Kalksteine, zum Teil feinkörnig, marmorartig, voll Gryphaea arcuata Lam., sowie viel arieten Ammoniten, so Amm. Bucklandi Sow., Amm. spiratissimus Qu., Amm. Conybeari Sow., zu oberst mit einer Pentacrinitenbank aus Gliedern von Pentacrinus tuberculatus Mill. bestehend. Zugleich zeigen sich die ersten Belemniten. Häufig und charakteristisch sind ferner Spiriferina Walcottii Sow. und Lima gigantea. Verknüpft mit der Pentacrinitenbank treten endlich Ölschiefer mit Krebsen, Fischen und Ichthyosaurus auf.
2. **Angulatenschichten**, Thone mit eingelagerten Kalkstein- und Sandsteinbänken, local weicher Bausandstein, Malmstein, bis 7 m mächtig, mit Cardinien-(Thalassiten-)Zonen und mit Ammonites angulatus Schloth. Darauf liegen 3 bis 4 m thonige Sandplatten, mit der Turritellenplatte voll Turritella nucleata.
1. **Psilonotenschichten** (Planorbisschichten), beginnend mit einer 0,5 m mächtigen Bank bituminösen Kalksteines, darauf 1 bis 2 m mächtige Thone und schließlich wieder Kalke von 4 bis 5 m Mächtigkeit. Sehr reich an Ammonites psilonotus Quenst. (= A. planorbis Sow.).

Der Lias des nordwestlichen Deutschlands wird von K. v. Seebach in folgende 9 Stufen zerlegt:

III. Oberer Lias.

9. **Schichten des Ammonites jurensis**, graue Mergelthone mit Amm. jurensis, Amm. insignis, Amm. dispansus, Amm. striatulus bei Fallersleben, Goslar, Hildesheim, Porta.

8. **Posidonienschichten**, bituminöser Schieferthon, 25 m mächtig, mit Amm. Lythensis, Amm. borealis, Amm. communis, Inoc. amygdaloides, Avic. substriata, Discina papyracea, bei Hildesheim (Zwerglöcher), Fallersleben, Goslar, Salzhemmendorf, Herford. Am Nordrande des Harzes zu oberst mit dem ammonitenreichen Dörntener Schiefer*).

*) A. Denckmann. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1892. S. 98.

II. Mittlerer Lias.

7. Amaltheenthone mit *Amm. amaltheus*, *Amm. spinatus*, *Belem. compressus*, *Gresslya ventricosa*, *Inoceramus substriatus*, bei Helmstedt, Schöppenstedt, Osterfeld, Haverlahwiese, Gandersheim, Northeim, Eisenach, Rennberg, Rheine.

6. Schichten des *Ammonites capricornus*, hellfarbige Mergel und Kalkbänke mit *Amm. capricornus*, *Avicula cygnipes*, *Amm. curvicornis*, bei Walbeck, Schöppenstedt, Goslar, Göttingen.

5. Schichten des *Ammonites brevispina*, dunkle Thone oder oolithische, eisenreiche Mergel mit *Amm. brevispina*, *Amm. binotatus*, *Amm. Jamesoni*, *Rhynch. furcillata*, *Ter. numismalis*, *Spir. rostratus*, bei Herford und Salzgitter als Thone, bei Markoldendorf und Schöppenstedt als Eisenoolithe.

I. Unterer Lias.

4. Schichten mit *Ammonites planicosta*, Thone mit *Amm. planicosta*, *Amm. ziphus* bei Falkenhagen, Herford, Lühnde, Goslar, Harzburg.

3. Arietenschichten, blaugraue Thone mit *Ammonites Bucklandi*, *Ammonites Conybeari*, *Lima gigantea*, *Gryphaea arcuata*, bei Wellersen, Helmstedt, Neustadt bei Harzburg, Eisenach.

2. Angulatenschichten, dunkle Schieferthone mit *Ammonites angulatus*, *Unicardium cardioides*, bei Helmstedt, Seinstedt, Halberstadt, Quedlinburg, Neuenheerse.

1. Psilonotenschichten, dunkle Schieferthone mit Sandsteinplatten mit *Amm. planorbis*, *Amm. Johnstoni*, bei Harzburg, Salzgitter, Ammelsen, Hildesheim.

Der Lias Deutsch-Lothringens und des Elsass, sowie Luxemburgs gliedert sich wie folgt*):

III. Oberer Lias.

Lias ζ , 10—15 m.

2. Schichten mit *Belemnites irregularis* und *acuarius*.

1. Mergelbank und phosphoritischer Knollenkalk mit *Ammonites crassus* und *bifrons*. Jurensismergel.

Lias ϵ , 2—4 m.

2. Thone mit Kalkconcretionen und *Monotis substriata*.

1. Posidonienschiefer.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ , 70—80 m.

3. Mergel und Kalke mit *Amm. spinatus* (= *costatus*) (Costatuskalke).

2. Ovoidenmergel, Thone mit eisenhaltigen Kalkconcretionen = Ovoiden.

1. Blättermergel mit *Bel. paxillosus*, *Bel. Lotharingicus*, *Amm. margaritatus*.

Lias γ , bräunliche oder bläuliche fleckige Kalke, 2—3 m.

2. Ockerkalk mit *Ammonites Davoei* (Davoeikalk).

1. Mergel mit *Ammonites Taylora* und der *Terebratula numismalis* (Numismalenmergel).

I. Unterer Lias.

Lias β , Thone, fossilarm. 45—20 m. Im Elsass mit *Amm. obtusus* und *raricostatus*.

Lias α , blauschwarze und graue Kalkbänke mit thonigen Zwischenlagen, 40 m.

*] E. W. Benecke. Geol. v. Els.-Lothringen. Straßburg 1878. — G. Steinmann. Geol. Führer der Umgegend v. Metz. Metz 1882. S. 13. u. 25. — Ders. Erl. z. geol. Übersichtskarte v. Deutsch-Lothringen. Straßburg 1887. — L. v. Werveke desgl. v. Luxemburg. Straßburg 1887.

4. Kalke mit *Belemnites brevis* und *Pentacrinus tuberculatus*, zu oberst Mergel mit Phosphoritknollen.
3. Kalke mit *Ammonites Bucklandi* und der *Gryphaea arcuata* (Gryphitenkalk).
2. Kalke mit *Ammonites angulatus*, 2 und 3 nach Norden zu vertreten durch den Luxemburger (Hettinger) Sandstein.
1. Kalke mit *Ammonites planorbis*.

Lias der Alpen*). Der Lias erscheint in den Alpen in 4 verschiedenen Facies, die sich wechselweise bald zum Teil, bald gänzlich vertreten:

1. Adnether Schichten (rote Ammonitenkalke), rötliche, wohlgeschichtete Kalksteine mit einer außerordentlich reichen Ammonitenfauna (namentlich *Arietites* und *Harpoceras*, sowie *Phylloceras* und *Lytoceras*), welche den gesamten Lias repräsentieren und concordant den Kößener Schichten der nordöstlichen und lombardischen Alpen auflagern. An ihrer Basis local die gelblich gefärbten Enzesfelder Schichten.

2. Hierlatz-Schichten, dickbankige Kalksteine, marmorartig weiß und rot geflammt, z. T. Crinoidenkalke. Brachiopoden, Gastropoden und Pelecypoden walten vor (Salzburg, österreich. Voralpen). Repräsentanten des unteren und mittleren Lias. In den Südalpen (St. Cassian) mit der mittelliasischen »Zone der *Terebratula Aspasia*« (Neumayr).

3. Fleckenmergel (Allgäu-Schichten), graue Mergelschiefer mit vorwaltenden Ammoniten, welche bald den ganzen Lias, bald nur einzelne Stufen und zwar die schwäbische Facies desselben repräsentieren, aber ganz oder teilweise durch ihre Kalkfacies, die Hierlatz- und Adnether Kalke vertreten werden können (bayerische Alpen, tiroler Alpen, österreich. Voralpen).

4. Grestener Schichten, Sandsteine, Mergel und Schieferthone mit Steinkohlenflötzen und Landpflanzen. Sonst walten Brachiopoden und Pelecypoden vor (Österreich. Voralpen).

5. Kalksteine von Rotzo, graue mergelige Kalke, Oolithe, Dolomite und Schieferthone mit einer artenreichen Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen ferner mit *Harpoceras radians*, *Terebratula Rotzoana* u. a. In Südtirol und den lombardischen Alpen.

2. Der Dogger oder braune Jura.

Der petrographische Charakter des Doggers ist zwar ein außerordentlich mannigfaltiger und wechselnder, doch spielen Sandsteine, Thone, Mergel und Kalksteine die wesentlichste Rolle bei der Zusammensetzung seiner durchschnittlich 400 m mächtigen Schichtenreihe. Die Sandsteine sind meist feinkörnig und weich, besitzen hell- bis dunkelbraune Farben, eröffnen sehr häufig die Doggerformation und bilden oftmals die ganze untere Hälfte derselben fast ausschließlich. Andere Zonen des braunen

*) A. Rothpletz. Vilser Alpen. Palaeontogr. XXXIII. Kassel 1886. — R. Lepsius. Das westl. Südtirol. 1878. S. 118. — M. Neumayr. N. Jahrb. 1884. Bd. I. S. 207. — E. Böse. Zeitsch. d. D. geol. Ges. 1895. S. 704.

Jura bestehen aus zähen, fetten Thonen, Mergeln und Schieferthonen von grauer bis schwarzer Farbe. Wie in einigen Ländern Sandsteine und Thone, so erscheinen in anderen Verbreitungsgebieten des Doggers bald oolithische, bald dichte reine oder thonige, weiße oder dunkelfarbige Kalksteine als dessen vorwaltendes Material. Namentlich bilden Oolithe mächtige Ablagerungen, welche sich vom mittleren England aus durch Frankreich bis in die Schweiz verfolgen lassen. Recht charakteristische und häufige Erscheinungen sind in der Schichtenreihe des braunen Jura durch Eisenoxydhydrat braun gefärbte Kalkoolithe, die sogenannten Eisenoolithe. Sie dürfen nicht verwechselt werden mit den oolithischen Eisenerzen, welche sich in der ganzen Doggerformation so constant wiederholen, dass sie einen hervorstechenden Charakterzug derselben bilden. Sie treten in zum Teil sehr bedeutender Mächtigkeit als Nester und Lager zwischen Thonen und Schieferthonen auf und sind dann das Object manches ausgedehnten Bergbaues geworden. In dem braunen Jurasandstein Württembergs kennt man bei Aalen fünf Flötze, deren unterstes und zugleich bedeutendstes 2,3 m mächtig ist. Eine noch größere Wichtigkeit erreichen dieselben in Lothringen und Luxemburg. Auch bauwürdige Lager, noch häufiger aber lagenweise an einander gereihte Nieren von Thoneisenstein umfasst der braune Jura. Am großartigsten ist dies in Oberschlesien der Fall, wo 3 bis 6 Eisensteinflötze in einer etwas über 30 m mächtigen Schichtenreihe (Zone des Amm. Parkinsoni) von dunklen Thonen auftreten und sich über einen Raum von mehreren Quadratmeilen verbreiten. In größerer Häufigkeit finden sich (so im nordwestlichen Deutschland) Geoden, aus mehr oder weniger eisenreichem thonigem Kalksteine bestehend, in Schnüren zwischen den Schieferthonen des Doggers. Sehr gewöhnlich ist auch das Vorkommen von Schwefelkies, welcher vorzüglich in dieser Formationsgruppe das Versteinerungsmittel der Ammoniten und anderer organischer Reste bildet und auf diese Weise, sowie in knolligen Concretionen manche Schichten des Doggers anreichert. Nicht selten findet sich endlich in einzelnen Lagen des Schieferthones Gypsspat in größeren, regelmäßigen Krystallindividuen eingeschlossen (Oxford, am Hils, in der Wesergegend), während selbständige Gypseinlagerungen im Dogger nicht bekannt sind.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie der Lias, so ist auch der Dogger eine Meeresbildung und deshalb im allgemeinen sehr arm an vegetabilischen Resten. In Deutschland kennt man außer Fucoiden, welche auf den Schichtungsflächen des unteren braunen Jura (z. B. in Württemberg) ausgebreitet liegen, nur vereinzelte Coniferenhölzer, die sich mitten in marinen Gebilden finden, also nur eingeschwemmt sein können, ferner in den feuerfesten Thonen des unteren Doggers von Oberschlesien die Reste einiger Farnwedel (z. B. *Asplenites Roesserti* Schenk) und des

Equisetum Lehmannianum Göpp. In England hingegen und zwar in Yorkshire und Schottland tritt im mittleren braunen Jura eine vollständige kleine Kohlenformation von Sandsteinen mit vielen Pflanzenresten, Schieferthonen und einigen Kohlenflötzen auf. Hier muss sich also während der Doggerzeit ein flaches sumpfiges Festland ausgedehnt haben, auf welchem Farne, Equiseten und Cycadeen wucherten, deren Reste uns erhalten blieben. Dieselben gehören der Mehrzahl nach den Geschlechtern *Neuropteris*, *Sphenopteris*, *Hymenophyllites*, *Taeniopteris* und *Pecopteris*, sowie *Zamites*, *Otozamites*, *Podozamites*, *Ctenis*, *Pterophyllum* und einigen anderen Cycadeen an, deren Mannigfaltigkeit sich im Vergleiche mit früheren Perioden außerordentlich gesteigert hat. Die bis jetzt bekannte Flora des englischen Doggers besteht aus 37 Farnen, 3 Equiseten, 24 Cycadeen, 12 Coniferen und 3 Monocotyledonen. Eine ganz ähnliche Flora erzeugte damals Japan, Ostsibirien und das Amurland, sowie Spitzbergen.

An Resten von Meerestieren sind gewisse Schichten des Doggers so reich wie die des Lias. Foraminiferen und Schwämme sind schwach vertreten, ebenso die Korallen, obwohl diese schon zahlreicher werden, als im unteren Jura, hier und da (in Schwaben, Lothringen) bereits Korallenbänke bilden und so auf die große Entwicklung, welche sie im oberen Jura erlangen sollen, vorbereiten. Unter den Echinodermen tritt die Gattung *Pentacrinus* in den Hintergrund, statt welcher, wenigstens in England, *Apiocrinus* erscheint, während sich zugleich die Echiniden (z. B. *Echino-brissus*, *Pyrina*, *Clypeus*, *Holactypus*, *Collyrites*, *Dysaster*, *Cidaris*) mehren. Die Brachiopoden sind im unteren Dogger schwach, im oberen sehr stark vertreten durch zahlreiche Arten von *Rhynchonella* und *Terebratula*, während die Gattung *Spiriferina* mit dem Lias ausstirbt. Von Zweischalern gewinnen die eigentlichen Ostreen, welche jetzt zum ersten Male ganze Bänke bilden, eine sehr große Mannigfaltigkeit und Verbreitung. Einen eigentümlichen Charakter aber erhält die Fauna des Doggers durch die formen- und individuenreiche Entwicklung des Geschlechts *Trigonia*. Unter den Gastropoden ist vor allem das Geschlecht *Pleurotomaria* hervorzuheben. Die Ammoniten und Belemniten setzen im Dogger ebenso mannigfaltig fort wie im Lias und besitzen die nämliche Wichtigkeit für die Gliederung jener wie dieser Formation. Unter den Ammoniten sind ähnlich wie im Lias namentlich die Gattungen *Harpoceras*, *Oppelia*, *Stephanoceras*, *Macrocephalites*, *Parkinsonia*, *Perisphinctes*, *Amaltheus*, *Phylloceras* und *Lytoceras* sowie die neu erscheinenden Genera *Haploceras* und *Cosmoceras* vertreten. Fische finden sich weniger häufig in vollständig erhaltenen Exemplaren, doch weisen große glänzende Schuppen, Zähne und Flossenstacheln auf die damalige Häufigkeit von Ganoiden und Haien hin. Die Saurier, namentlich *Ichthyosaurus* und *Plesiosaurus*, scheinen seltener zu werden, — es kommen nur noch vereinzelte Skeletteile, vorzüglich

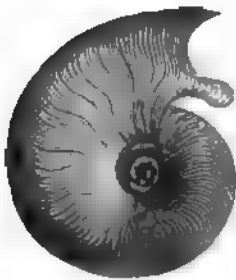
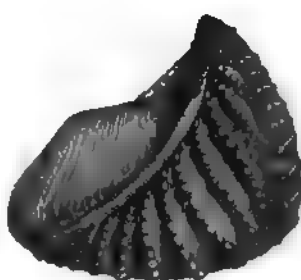
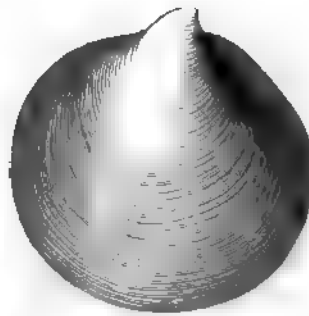
Wirbel vor. Eine der bedeutungsvollsten Erscheinungen während der Doggerperiode, auf die uns übrigens der Fund obertriadischer Beuteltierkiefer vorbereitete, ist das Auftreten kleiner Säugetiere und zwar in-

Fig. 413. *Amphitherium Prevosti* CavFig. 414. *Phascolotherium Bucklandi* Broderip

sectenfressender Beuteltiere (*Amphilestes*, *Amphitherium* und *Phascolotherium*, Fig. 413 und 414), deren Unterkiefer in dem Kalkschiefer von Stonesfield in England vorkommen.

Allgemeine Gliederung des Doggers. Wie der Lias zerfällt auch der Dogger in drei Unterabteilungen, welche sich wiederum in verschiedene Stufen gliedern.

a. Unterer Dogger: Stufen des Amm. (*Lytoceras*) *torulosus*, des Ammonites (*Harpoceras*) *opalinus* und des Amm. (*Harpoceras*) *Murchisonae*.

Fig. 415. *Nucula Hammeri* DeFrFig. 416. *Pecten personatus*
ZietFig. 417. *Astarte Voltzi*
Hbn.Fig. 418. *Ammonites (Harpoceras) opalinus* Reu.Fig. 419. *Trigonon navis*
Lam.Fig. 417b. *Inoceramus polyplocus*
F. Römer.

Leitfossilien des unteren Doggers.

Diese Schichtengruppe beginnt in Deutschland mit dunkelfarbigen, milden Schieferletten, welche braune Thoneisensteingeoden und als Hauptleitfossilien Ammonites (*Harpoceras*) *opalinus* Rein. (Fig. 418), Amm. (*Lytoceras*) *torulosus* Ziet., *Trigonia navis* Lam. (Fig. 419), *Nucula Hammeri* Deffr. (Fig. 415), *Astarte Voltzi* Hön. (Fig. 417) umschließen, deren zum großen Teile schneeweiße Schalen sich grell aus den dunklen Thonen hervorheben. Auf sie folgen in Schwaben gelbe und braune Sandsteine, denen die oben erwähnten Eisensteinflötze von Aalen untergeordnet sind. Für sie bezeichnend ist das Vorkommen von Amm. *Murchisonae*, sowie der in unzähliger Menge auftretende *Pect. personatus* Ziet. (Fig. 416). Im nordwestlichen Deutschland treten für die an Amm. *Murchisonae* reichen eisen-

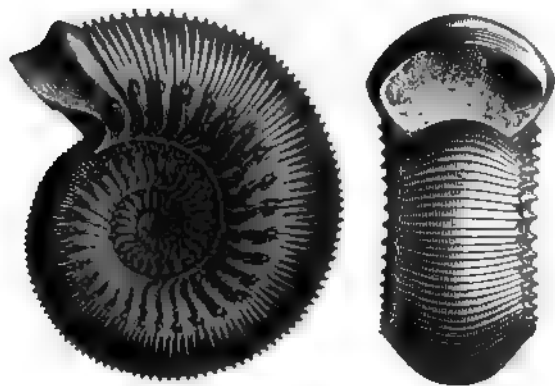


Fig. 420. Ammonites (*Stephanoceras*) *Humphriesianus* Sow.



Fig. 421. *Ostrea Marshi* Sow.
(= *Ostrea cristagalli* Schloth.)



Fig. 422. *Bel giganteus* Schloth.

Leitfossilien des mittleren Doggers.

schüssigen Sandsteine glimmerhaltige Schieferthone mit *Inoceramus polylocus* F. Römer (Fig. 417b) ein. Derselbe Zweischaler ist auch für die entsprechende Schichtengruppe Oberschlesiens charakteristisch.

b. Der mittlere Dogger, umfassend die Stufen des Amm. (*Harpoceras*) Sowerbyi und des Amm. (*Stephanoceras*) Humphriesianus.

Es ist dies in Süddeutschland, Frankreich und England wesentlich eine Kalksteinformation von teilweise oolithischer Beschaffenheit (so im schweizer Jura), wenn auch zwischengelagerte dunkle Thone nicht ausgeschlossen sind, in Norddeutschland aber werden die Kalkgebilde durch dunkelgraue Thone mit Thoneisensteingeoden vertreten. Die wichtigsten organischen Reste, welche diese Unterabteilung des Doggers in allen ihren Verbreitungsgebieten charakterisieren, sind Ammonites (*Stephanoceras*) *Humphriesianus* Sow. (Fig. 420), Amm. (*Harpoceras*) *Sowerbyi*, *Belemnites giganteus* Schloth. (Fig. 422), *Ostrea Marshi* Sow. (Fig. 424), *Pholadomya Murchisoni* Sow.



Fig. 423. *Rhynchonella varians* Schloth.



Fig. 424. *Terebratula* (Waldheimia) *digona* Sow.

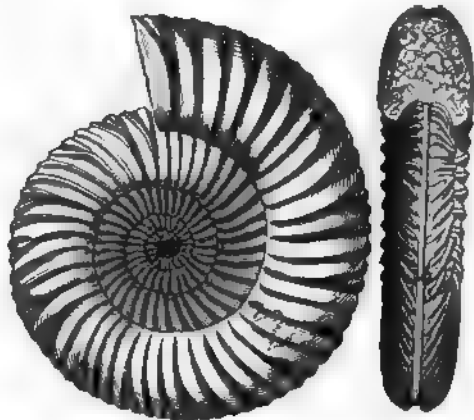


Fig. 425. *Ammonites* (*Parkinsonia*) *Parkinsoni* Sow.

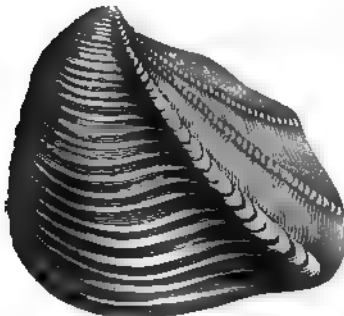


Fig. 426. *Trigononia costata* Park.



Fig. 427. *Ammonites* (*Macrocephalites*) *macrocephalus* Schloth.



Fig. 428. *Ammonites* (*Cocmoceras*) *ornatus* Schloth.

Leitfossilien des oberen Doggers.

c. Der obere Dogger: Stufen des Amm. (Parkinsonia) Parkinsoni, des Amm. (Macrocephalites) macrocephalus, des Amm. (Reineckia) anceps, Amm. (Peltoceras) athleta und Amm. (Cosmoceras) ornatus.

Es besteht diese Schichtengruppe in Deutschland wiederum vorwiegend aus thonigen Gesteinen, zwischen denen sich einzelne Bänke von Eisenoolith einstellen. Von diesen gewinnen zwei besondere Wichtigkeit als Orientierungsmittel in der Schichtenreihe des Doggers: der Eisenkalk des

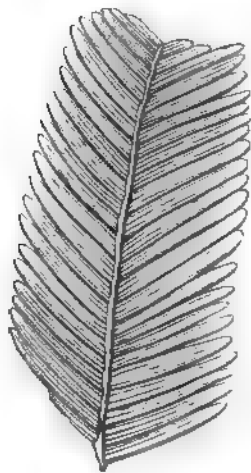


Fig. 429. Pterophyllum Preslianum Göpp.

Cornbrash voll Avicula (Pseudomonotis) echinata und die grobkörnigen Eisenoolithe mit Ammonites (Macrocephalites) macrocephalus. Die gewöhnlichsten und verbreitetsten Tierreste des oberen Doggers sind Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow. (Fig. 428, im unteren Niveau), Amm. (Macrocephalites) macrocephalus Schloth. (Fig. 426), Amm. (Cosmoceras) ornatus Schloth. (Fig. 427), beide im oberen Niveau), Belemnites subhastatus Ziet., Bel. canaliculatus Schloth., Trigon. costata Park. (interlaevigata Quenst.) (Fig. 425), Avicula echinata Sow., Rhynchonella varians Schloth. (Fig. 423), Terebratula (Waldheimia) digona (Fig. 424).

Im oberen Dogger (Great oolite) Englands (s. Seite 587) treten kalkige Schiefer auf (Stonesfield Slates), welche durch ihre Wirbeltierreste berühmt geworden sind: außer zahlreichen Skelet-

teilen von Reptilien, z. B. von Ichthyosaurus, Teleosaurus, Pterodactylus, finden sich dort die oben erwähnten Beuteltierunterkiefer; neben ihnen Cycadeen und Farnwedel. Von ersteren sind Pterophyllum Preslianum Göpp. (Fig. 429) und Pteroph. comptum Göpp. die häufigsten.

Specielle Gliederung des Doggers in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen.

In Schwaben gliedert sich der braune Jura nach Quenstedt wie folgt:

III. Oberer brauner Jura, 7 bis 30 m mächtig

Brauner Jura 5.

2. Lamberti-Thone, schwarze, glauconitische Mergel mit Amm. Lamberti Sow.,
4. Ornamenthone, dunkle Thone mit Amm. refractus Rein., Amm. Jason Rein. und Amm. ornatus Schloth., Bel. semihastatus Blainv.

Brauner Jura 6.

3. Macrocephalen-Stufe. Oolithe mit Amm. macrocephalus Schloth., Terebr. (Waldheimia) lagenalis Schloth., Rhynch. varians Schloth., Trigon. costata Park., Trigon. interlaevigata Quenst., Leda lacryma Sow.

4. Thone mit *Rhynchonella varians* und *Amm. Württembergicus*.
3. Dentalienthon.
2. Parkinsoni-Stufe. Oolithe und Thone mit *Amm. Parkinsoni* Sow., ein höchst constanter Horizont.
1. Dunkle, schwefelkiesreiche Thone mit verkiesten »Hamiten« (*Ancyloceren*, *Posidonienbruchstücken*, ferner mit *Trig. clavellata* Ziet., *Ostr. Knorri* Ziet.

II. Mittlerer brauner Jura.

Brauner Jura δ . *Humphriesianus*-Stufe.

4. Bifurcatenschicht, Eisenoolith mit *Amm. Humphriesianus* Sow., *Amm. Braikenridgi* Sow., *Amm. bifurcatus* Schloth., »*Hamites*« *bifurcatus* Quenst., *Rhynch. acuticosta* Ziet., *Bel. giganteus* Schloth., *Bel. canaliculatus* Schloth.
3. Knollenbänke mit *Pseudomonotis Münsteri*, *Cerithium muricatum* u. a.
2. Ostreenkalke mit *Ostrea Marshi* und *eduliformis* Schloth., 6 m mächtig, außerdem mit *Trigonia costata* Park., *Pect. tuberculosus* Goldf., *Pholadomya Murchisoni* Sow., *Pleurotomaria ornata* Ziet., *Amm. Humphriesianus* Sow., *Amm. Blagdeni* Sow.
1. Giganteus-Thone mit *Bel. giganteus* Schloth., 6 m mächtig.

Brauner Jura γ . Sauzei- und Sowerbyi-Stufe. Harte blaue Kalke, 3,3 m mächtig. Zu unterst die Schicht des *Amm. Sowerbyi* Mill. und die Korallenschicht mit *Isastraeen*, *Lithodendren* und *Montlivaultia*, beide mit *Pect. demissus* Goldf., *Rhabdocidaris maxima* Goldf., zu oberst braunrote Eisenoolithe mit Trümmern von Austern und Belemniten.

I. Unterer brauner Jura, bis 450 m mächtig.

Brauner Jura β , Murchisonae-Stufe, namentlich durch seine gelben Sandsteine und roten oolithischen Eisenerze charakterisiert. An der Basis des Sandsteincomplexes liegen die sogenannten Zopfplatten, dünne Sandsteinplatten mit Wellenfurchen und zopfartigen Wülsten. Diese Abteilung des braunen Jura β , welcher auch die Eisensteinablagerungen von Aalen angehören, führt: *Amm. Murchisonae* Sow., *Amm. Staufensis* Opp., *Nautilus lineatus* Sow., *Trigon. costata* Park., *Trigon. striata* Phil., *Pecten personatus* Goldf., *Nucul. Hammeri* DeFr. Als Grenzregion nach der nächst höheren Abteilung zu tritt der *Pectinitenkalk* mit vielen *Pectenarten* und *Amm. Sowerbyi* auf.

Brauner Jura α , dunkelgraue Schieferletten, reich an Conchylien, diese mit weißer Schale. Besonders charakteristische Horizonte sind in dieser 400 m mächtigen Schichtenreihe:

3. Opalinus-Stufe. Thone mit *Trig. navis* Lam. und Kalkknollen, angefüllt von *Amm. opalinus* Rein. (Oberregion).
2. Die Astartenbank, voll *Astarte opalina* Quenst., direct darunter die *Lucinenbank*, voll *Lucina plana* Ziet., und höher hinauf die *Pentacrinitenplatte* voll *Pent. pentagonalis*. (Mittelregion).
1. Die *Torulosus*-Schichten, 40—45 m, an der Basis des braunen Jura, dunkle, weiche Thone voll weißschaliger Conchylien, so *Amm. torulosus* Ziet., *Amm. opalinus* Rein., *Posid. opalina* Quenst., *Trig. pulchella* Ag., *Nucula Hammeri* DeFr., *Astarte Voltzi* Hön., *Cerith. armatum* Goldf. (Unterregion).

Im nordwestlichen Deutschland zerfällt der Dogger nach v. Seebach in folgende Unterabteilungen:

III. Oberer Dogger.

7. **Kelloway**; von manchen Geologen, so auch von K. von Seebach, zum oberen Jura gerechnet, dessen Schichten im nordwestlichen Deutschland, z. B. am Lindener Berg, jenem vollkommen regelmäßig auflagern.

b. *Ornatenthone*, dunkle Schieferthone mit *Amm. ornatus*, *Amm. Lamberti*, *Amm. Jason*, *Nucula pollux*, bei Hersum, am Osterfeld, Tönnjesberg bei Hannover, Bredenbeck, Mehler Dreisch, Porta. = Quenstedts ζ .

a. *Macrocephalenschichten*, entweder eisenschüssiger Sandstein und Eisenoolith oder hellgraue Thone mit *Amm. macrocephalus*, *Amm. Gowerianus*, *Pholadomya Murchisoni*, *Pleuromya donacina*, auf dem Osterfeld, bei Goslar, auf dem Mehler Dreisch, in der Weserkette.

6. Eisenkalke des Cornbrash, eisenschüssige sandige Kalkbänke, etwa 36 m mächtig, mit *Avicula (Pseudomonotis) echinata*, *Amm. posterus*, *Bel. hastatus* bei Wettbergen, in der Weserkette.

5. Schichten der *Ostrea Knorri*, glimmerreiche sandige und kalkige Thone mit *Ostrea Knorri*, *Astarte pulla*, *Trigonia interlaevigata*, *Amm. ferrugineus*; etwa 30 m mächtig, bei Goslar, Mehler Dreisch, bei Marienhagen, Gerzen, Brunkensen an der Hils mulde.

4. Schichten des *Ammonites Parkinsoni*, glimmerig-sandige Schieferthone mit viel Sphärosiderit-Nieren, etwa 80 m mächtig, fast nur mit *Amm. Parkinsoni*, bei Hildesheim, Deinsen, Mehler Dreisch am Osterwalde. 4, 5, 6, 7 = ϵ .

II. Mittlerer Dogger.

3. *Coronatenschichten*, zu unterst blaugraue, darüber hellgraue Thone mit *Bel. giganteus*, *Amm. Brackenridgi*, *Amm. Gervilli*, *Amm. Sauzei*, *Amm. Humphriesianus*, *Gresslya abducta*, bei Fallersleben, bei Hildesheim, Pottholtensen, Dohnsen. = γ und δ .

I. Unterer Dogger.

2. Schichten des *Inoceramus polyplocus*, Schieferthone mit *Inoceramus polyplocus*, *Gresslya donaciformis*, *Pholadomya transversa*, *Amm. Murchisonae* bei Kl.-Schöppenstedt, Ocker, Dohnsen, Hildesheim. = β .

1. Schichten des *Ammonites opalinus*, graublaue Thone und dunkelgrauer dichter Kalk mit *Nucula Hammeri*, *Trig. navis*, *Amm. opalinus*, *Amm. radiosus*, *Amm. affinis*, bei Holm (Halberstadt), Wrisbergholzen, Greene, Wenzen. = α .

In Deutsch-Lothringen lässt sich nach Steinmann der Dogger wie folgt gliedern:

II. Oberer Dogger (Bathonian).

B. Bathian.

2. Schichten der *Rhynchonella varians* und des *Ammonites quercinus*. Dunkle Thone, 2—5 m.

1. Thone mit *Anabacia complanata* und *Ostrea Knorri*.

A. Vesullian*).

3. Mergeloolithe von Gravelotte. 40 m, mit *Ammonites Parkinsoni*, *Belemnites giganteus*, *Bel. canaliculatus*, *Trigonia costata*, *Avicula echinata* u. v. a.

2. Oolith von Jaumont. 45—20 m, voll *Ostrea acuminata*.

1. Mergelkalke von Longwy. 5—10 m, mit *Avicula echinata*, *Ostrea acuminata* u. a.

I. Unterer Dogger (Bajocian).

6. Schichten des *Ammonites Humphriesianus* und *Blagdeni*, und der *Isastraea Bernardana* (Korallenkalk). 40 m. = γ .

*) G. Steinmann. N. Jahrb. 1880. II. S. 254. — K. Mayer, ebenda. S. 367.

5. Schichten des *Ammonites Sowerbyi* und der *Gryphaea sublobata*. Bläuliche und rotbraune Kalke. 20 m, zu oberst mit *Amm. Sauzei* und *Inoceramus polylocus*.

4. Schichten des *Ammonites Murchisonae* und der *Pholadomya reticulata*. Ebenfalls Sandstein mit Eisenerzen. = β .

3. Schichten der *Trigonia navis* und *Gryphaea ferruginea*. Sandsteine mit Eisenerzflötzen. 4, 2 und 3 = α .

2. Schichten des *Ammonites striatulus*; beides Thone, nach oben in Sandstein übergehend.

1. Torulosus-Schicht.

Der Dogger Englands und Frankreichs. Die auf den Lias folgenden jurassischen Ablagerungen Englands zeichnen sich durch die sehr beträchtliche Entwicklung von Oolithen aus, so dass man sie unter dem Namen »Oolites« zusammengefasst hat. Die untere, unserem Dogger entsprechende Abteilung desselben wird als Inferior, Lower oder Bath Oolites, der obere Jura als Middle Oolites und Upper oder Portland Oolites bezeichnet. In den Lower Oolites (Dogger) werden von oben nach unten folgende Stufen unterschieden:

4. Kelloway = ζ ,

3. Great Oolite = ϵ ,

c. Cornbrash,

b. Bradfordclay und Forrest Marble,

a. Great or Bath Oolite, mit den Stonesfield Slates (s. S. 584),

2. Fullers Earth und Zone des *Amm. Parkinsoni*,

1. Inferior Oolite,

Zone des *Amm. Humphriesianus* = δ ,

Zone des *Amm. Sowerbyi* = γ ,

Zone des *Amm. Murchisonae* = β ,

Zone des *Amm. Opalinus* = α .

In Frankreich werden die unserem Dogger und den englischen Lower Oolites entsprechenden Schichtencomplexe von oben nach unten wie folgt benannt (vergl. S. 586 f.).

4. Callovien (= brauner Jura, ζ Quenst. = Kelloway).

3. Bathonien oder Grande Oolithe (= ϵ und obere Niveaus von δ).

2. Bajocien oder Oolithe inférieur (= γ Quenst.).

1. Toarcien supérieur oder Aalenian (= α und β Quenst.), während das untere Toarcien unserem oberen Lias (ϵ und ζ) entspricht.

Der Dogger der Alpen. Der Dogger bildet in den Alpen inselartige vereinzelte Vorkommnisse, welche z. T. sehr arm an organischen Resten sind, z. T. verschiedenartige, aber gleichalterige Facies repräsentieren, so dass eine Trennung des Doggers vom Malm dort nicht überall möglich ist. Letzteres ist z. B. bei den weitverbreiteten Aptychenschichten (mergeligen, kalkigen oder schieferigen Complexen, die fast nur Aptychen führen) der Fall, welche den gesamten postliasischen Jura in sich begreifen.

Dahingegen vertreten in den Südalpen die Oolithe mit *Harpoceras opalinum* und *Murchisonae* den unteren Dogger, — die Macrocephalenschichten des Salzkammergutes, die weißen Brachiopodenkalke von Vils in Nordtirol mit *Terebr. pala* und *antiplecta* und die Klaus-Schichten der Nordalpen nach Neumayr und Zittel*), sowie die Posidonomyengesteine der Südalpen nach Benecke den oberen Dogger**). Auf letztere folgt local direct die als Leithorizont so wichtige Stufe des *Aspidoceras acanthicum*, welche dem Kimmeridge angehört.

Der weisse oder obere Jura (Malm).

Petrographischer Charakter. Zwischen dem Lias und Dogger einerseits und dem oberen Jura anderseits giebt sich im großen Ganzen eine auffallende petrographische Verschiedenheit zu erkennen. Die im allgemeinen bis dahin dunkle Gesteinsfarbe wird weiß oder licht gelblichweiß, Sandsteine und Thone treten zurück, hellfarbige Kalksteine und Kalkmergel und neben ihnen Dolomite spielen die Hauptrolle. Als das wichtigste Schichtenmaterial des in Deutschland über 300 m mächtigen weißen Jura müssen die meist weißen, nur ausnahmsweise dunkel gefärbten Kalksteine angesehen werden, welche in den mannigfaltigsten Varietäten erscheinen. Bald sind sie oolithisch, bald dicht, bald dickschichtig, bald schieferig, hier sind sie fast vollkommen versteinerungsarm, dort stellenweise ganz angefüllt von organischen Resten. Namentlich sind es Spongien und Korallen, welche das Material mancher Schichtencomplexe fast ausschließlich geliefert haben, die danach Spongiten- und Korallenkalksteine genannt werden. Eine sowohl durch ihre technische Nutzbarkeit, wie durch ihren Reichtum an eigenartigen organischen Resten und deren außergewöhnlich guten Erhaltungszustand berühmte Varietät der plattenförmigen dichten Kalksteine sind die Solenhofener »lithographischen Schiefer«, welche in der Grafschaft Pappenheim in Bayern gebrochen werden. In gewissen Verbreitungsgebieten des weißen Jura erscheinen bedeutende Ablagerungen von Dolomit, welche sich durch ihre verhältnismäßige Armut an organischen Resten, durch ihre krystallinische, poröse und cavernöse Structur, durch ihre meist schroffen Abstürze, ihre oft abenteuerlichen, ruinenähnlichen Felsformen, durch ihre Spalten- und Höhlenbildungen von den benachbarten Kalksteinen unterscheiden. Statt der reinen Kalksteine und Dolomite treten besonders in den höheren Etagen des weißen Jura sehr gewöhnlich stark thonige Kalksteine

*) Zittel. Jahrb. d. k. k. R. Wien XVIII. S. 604. — Neumayr. ebend. XX. S. 447 u. XXI. S. 377. — A. Rothpletz l. c. — H. Finkelstein. N. Jahrb. Beil. B. VI. 1889. S. 36.

**; Benecke. Trias u. Jura in den Südalpen. München 1866.

und Kalkmergel auf, welche dann oftmals mit wirklichen Thonbänken wechsellagern. Viel beschränkter und namentlich in der Nähe von Hannover, bei Limmer und am Ith, sowie im Jura bei Porrentruy aufgeschlossen, ist das Vorkommen von mit Asphalt imprägniertem Kalkstein. Die in den Asphaltbrüchen von Limmer gewonnenen oolithischen Kalksteine, schieferigen Mergel und Mergelkalke sind in der Weise von Bitumen durchdrungen, dass sie frisch gebrochen eine dunkelbraune Färbung zeigen, einen intensiven Geruch verbreiten und oft Nester und Streifen eines dickflüssigen, zähen Erdpeches umschließen. Häufig sind auch die Schalen der in ihnen vorkommenden Mollusken in reinen Asphalt verwandelt. Dem Einflusse der Sonnenstrahlen ausgesetzt, bleicht das Gestein und wird fast weiß.

Paläontologischer Charakter. Wie in den unteren Etagen des Jura, so kommen auch im weißen Jura Pflanzenreste nur local vor und gehören einigen Cycadeen, Coniferen und Farnen an. Die Hauptrolle spielen die Vertreter des Tierreiches. Die wesentlichsten Züge seiner Entwicklung während der Periode des oberen Jura lassen sich wie folgt kurz zusammenfassen: Die Seeschwämme vermehren sich in einer so enormen Weise, dass sie gewisse Bänke (Spongitenkalke) Süddeutschlands, der Schweiz und Ostfrankreichs vollkommen anfüllen. Es giebt in Schwaben stundenlange Felswände und Klippen von mehreren Hundert Fuß Höhe, wo man keinen Stein aufheben kann, der nicht Spuren von Schwammgewebe enthielte. In ganz ähnlicher Weise entwickeln sich die Korallen, und zwar namentlich die Geschlechter *Isastraea*, *Thamnastraea*, *Montlivaultia*, *Thecosmilia*, *Stylina*, *Favia* u. a., nur ist ihre Verbreitung eine weit allgemeinere, so dass sie fast in allen Territorien des weißen Jura ausgedehnte Korallenriffe aufgebaut haben oder zu mächtigen Korallenbänken angehäuft sind. Auch die früher spärlicheren Echiniden gewinnen an Häufigkeit; zahlreiche Arten der Geschlechter *Cidaris*, *Hemicidaris*, *Acrocidaris*, *Pseudodiadema*, *Stomechinus*, *Pedina*, *Pygaster*, *Echinobrissus* gehören zu den bezeichnendsten organischen Resten des oberen Jura; ihre Schalen oder deren Fragmente, sowie ihre Stacheln, füllen einzelne Bänke (z. B. die *Cid. florigemma*-Bänke) in großer Menge an. Während die Pentacriniten im Vergleich mit der Unzahl von Individuen in gewissen Schichten des Lias seltener werden, gewinnen andere Crinoidengeschlechter, namentlich *Apiocrinus*, *Eugeniocrinus*, *Milleriocrinus*, größere Häufigkeit. Die echten Ostreen treten fast noch massenhafter auf, als im Dogger; zu ihnen gesellt sich ein neues Ostreiden-Geschlecht, *Exogyra*, dessen Vertreter (*Exog. virgula*) namentlich für die oberen Horizonte des weißen Jura bezeichnend sind. Auch die Trigonien stehen denen des Doggers an Häufigkeit kaum nach und liefern eine Anzahl wichtiger Leitfossilien. Das Zweischaler-Geschlecht *Diceras*, ein Vorläufer von *Chama*, besitzt besonders für die Schweiz und den französischen Jura Wichtigkeit, wo seine Vertreter den Hauptbestandteil der

durch ihre Felsbildungen charakterisierten Diceratenkalke ausmachen. Von allen jurassischen Gastropoden zeichnen sich die Nerineen, welche jetzt das Maximum ihrer Entwicklung erlangen, durch Formen- und Individuenreichtum aus. Die Ammoniten und Belemniten entfalten in dem oberen Jura nicht die Üppigkeit, durch welche sie für fast jede einzelne Schicht des Lias und Doggers so charakteristisch wurden. Das Vorwalten der Gattungen *Perisphinctes*, *Aspidoceras*, *Oppelia*, *Peltoceras* und *Haploceras* ist für den weißen Jura bezeichnend, ebenso die Häufigkeit der von Ammoneen herrührenden Aptychen.

Im obersten Jura stehen die Ganoiden auf dem Höhepunkte ihrer Entwicklung. Namentlich zeichnet sich die Gattung *Lepidotus* (Fig. 430)

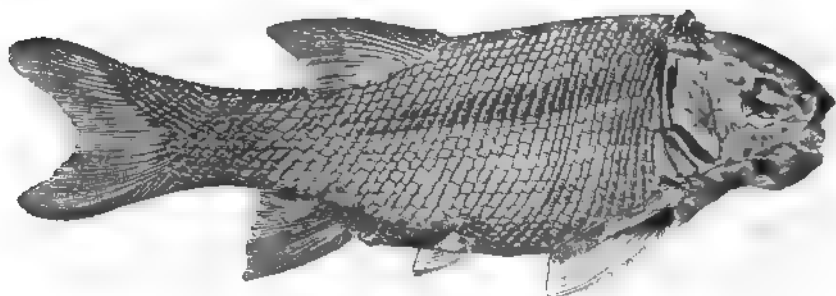


Fig. 430. *Lepidotus neolepterus* Ag.

durch Artenreichtum und Größe der Individuen aus. Ihr gewaltigster Vertreter ist der fast 2 m lange *Lepidotus maximus* aus den Solenhofener Schiefern. Allgemein verbreitet sind die isolierten oder reihenförmig auf den Unterkiefern und Gaumenplatten angeordneten bohnenförmigen Mahlzähne von *Gyrodus* und *Microdon* (Fig. 431). Echten Knochenfischen

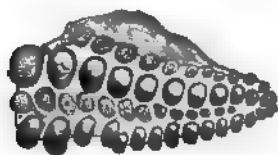


Fig. 431. *Microdon alternans* Quenst.
Unterkiefer.



Fig. 432. *Leptolepis sprattiformis* Ag.

hingegen gehören die local sehr häufigen Exemplare von *Leptolepis* (Fig. 432) und *Thrissops* an. Die Fauna der Reptilien wird eine reichere, namentlich finden sich jetzt häufigere Reste von Schildkröten (*Thalass-emys*, *Platychelys*, *Plesiochelys*), ferner solche einer zierlichen rhynchocephalenartigen Echse, *Hommaesaurus* (Fig. 433), sowie riesiger Crocodilier (*Teleosaurus*, *Geosaurus*, *Machimosaurus*). Während *Ichthyosaurus* und *Plesiosaurus* fast vollkommen aussterben, erreichen die Flugsaurier



Fig. 433. *Homalosaurus pulchellus* Zitt.



Fig. 434. *Pterodactylus spectabilis* v Meyer



Fig. 435. *Compsognathus longipes* Wagn.

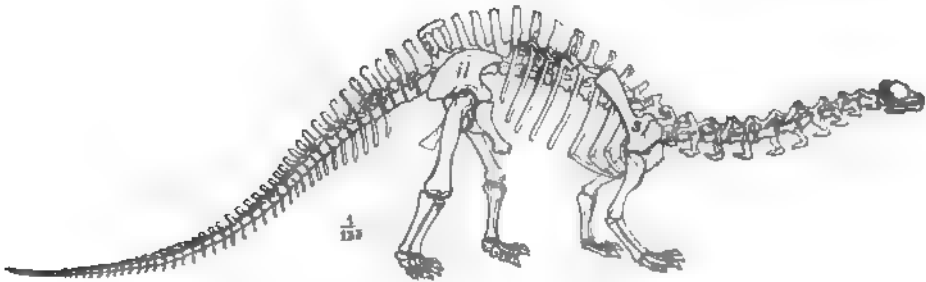


Fig. 436. *Brontosaurus excelsus* Marsh.

(Pterodactylus und Rhamphorhynchus) jetzt das Maximum ihrer Entwicklung. Namentlich sind uns in den lithographischen Schiefern von Solenhofen vollständige Skelete dieser abenteuerlichen Reptilien erhalten*),



Fig. 437. *Archaeopteryx macrura* R. Owen.
Das Berliner Exemplar. Restauriert nach W. Dames**).
sc = Scapula; co = Coracoid; cl = Clavicula; h = Humerus,
r = Radius; c = Carpus.

welche mit dem ungeheuer verlängerten vierten Finger der Vorderfüße eine Flughaut jederseits des Vorderkörpers spannen und sich mit dieser in fliegende Bewegung setzen konnten (Fig. 434). Endlich sind die Dinosaurier im deutschen Malm durch den kleinsten ihrer Zugehörigen, den in vielen Beziehungen vogelähnlichen *Compsognathus* (Fig. 435) aus dem lithographischen Schiefer von Kelheim, — im Westen von Nordamerika hingegen durch bis 30 m lange Riesengestalten (*Atlantosaurus*, *Brontosaurus* Fig. 436, *Stegosaurus*, *Laosaurus* u. a.) vertreten.

Auch echte Vögel lebten während der jüngeren Jurazeit. Die ältesten Skeletteile eines solchen wurden ebenfalls in den lithographischen Schiefern von Solenhofen gefunden; sie gehören nur zwei Individuen an (Londoner

und Berliner Exemplar), ein Beweis für die noch immer außerordentlich geringe Verbreitung des Vogeltypus auf der jurassischen Erde, während

* K. A. Zittel. *Palaeontograph.* III. Folge. B. V. Lief. 2. Kassel 1882. — L. v. Ammon. *Corr.-Bl. d. nat. Ver. Regensburg* B. 38. 1884. S. 429.

** W. Dames. *Über Archaeopteryx.* *Paläont. Abh.* II. 3) Berlin 1884.

wir heute über 6000 Species Vögel kennen. Der Solenhofener Juravogel, *Archaeopteryx macrura* Ow. (Fig. 437), ein echter Vogel, zur Abteilung der Carinata gehörig, unterscheidet sich am auffallendsten von allen jetzt lebenden Vögeln durch den Bau seiner Wirbel und seines Schwanzes, sowie durch Bauchrippen und seine bezahnten Kiefer. Die Wirbel sind biconcav, der Schwanz besteht aus 20 frei stehenden Wirbeln, zu deren Seiten jedesmal eine, im ganzen also 40 Federn stehen; jeder Kieferrand trägt 13 Zähne in Alveolen.

Überreste, und zwar namentlich Unterkiefer von Säugetieren sind in Europa bis jetzt nur aus einer wenige Zoll mächtigen Lage des obersten weißen Jura von England bekannt geworden. Sie gehören sowohl fleisch- und insecten-, wie pflanzenfressenden kleinen Beuteltieren an (*Triconodon*, *Bolodon*, *Plagiaulax*). Eine reichere Ausbeute an derartigen Beuteltierresten haben die oberjurassischen *Atlantosaurus*-Schichten in Colorado und Wyoming ergeben.

Allgemeine Gliederung des oberen Jura. Der obere Jura zerfällt in drei Unterabteilungen: den Oxford, Kimmeridge und das Tithon.

a. Der Oxford.

Die Schichtenreihe des Oxford wird vorzugsweise aus dichten Kalksteinen, Oolithen, Kalkmergeln und Dolomiten aufgebaut und im allgemeinen charakterisiert durch die Führung von *Cidaris florigemma* Phill.

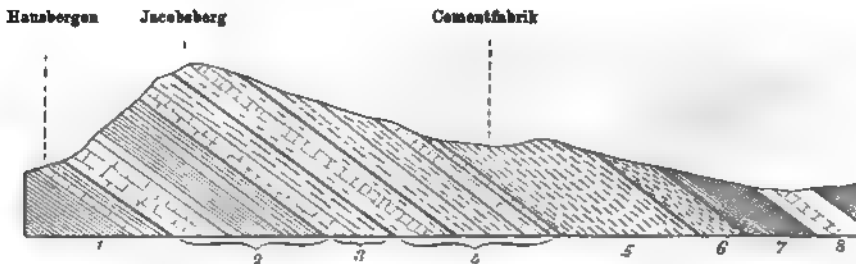


Fig. 438. Profil des weißen Jura in der Porta Westfalica. Nach Heinr. Credner.
1) Corabash, 2) Kelloway, 3) Oxford, 4) Kimmeridge, 5) *Exogyra virgula*-Schichten, 6) Elmbeckhäuser Plattenkalk, 7) Mündermergel, 8) Wesden, 9) Hills.

(Fig. 440), *Cidaris coronata* Goldf. (Fig. 439), *Hemicidaris crenularis* Ag., *Echinobrissus scutatus* Lam. (Fig. 441), *Apiocrinus Royassianus* d'Orb. (Fig. 442), *Terebratula* (*Megerlea*) *pectunculus* Schloth. (Fig. 443), *Terebratula* (*Waldheimia*) *impressa* Buch, *Rhynchonella lacunosa* Schloth., *Trigonia clavellata* Park. (Fig. 444), Amm. (*Aspidoceras*) *perarmatus* Sow., Amm. (*Cardioceras*) *cordatus*, Amm. (*Peltoceras*) *bimammatus*, Amm. (*Peltoceras*) *transversarius* Quenst. (Fig. 445), zahlreichen *Perisphincten* und *Oppelien*, sowie *Belemnites hastatus* Blainv. (Fig. 448).

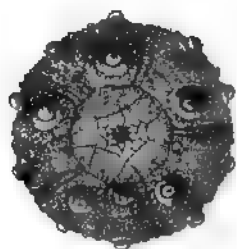


Fig. 439. *Cidaris coronata* Goldf.



Fig. 440. Stachel von *Cidaris florigemma* Phill.



Fig. 441. *Echinobrisus scutatus* Lam.



Fig. 442. *Apicocrinus boyassianus* d'Orb.



Fig. 443. *Terebratula (Megerles) pectunculus* Schloth.

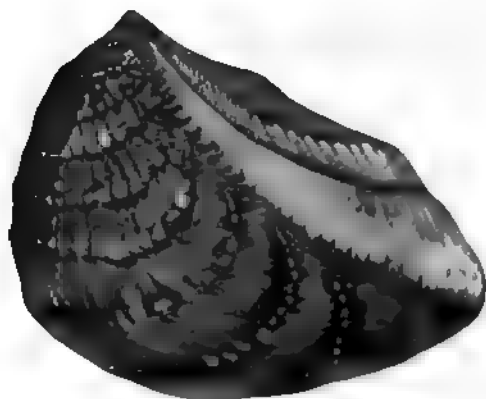


Fig. 444. *Trigonis clavellata* Park.

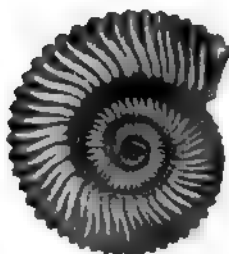


Fig. 445. *Ammonites (Peltoceras) transversarius* Quenst.



Fig. 446. *Belemnites hastatus* Blainv.

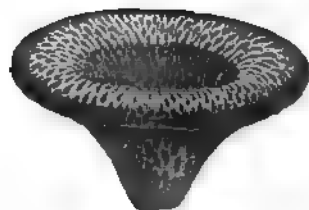


Fig. 440. *Tremadictyon reticulatum* Goldf.

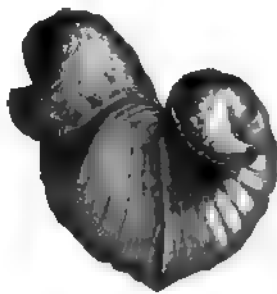


Fig. 447. *Diceras arietinum* Lam.

Leitfossilien des Oxford.

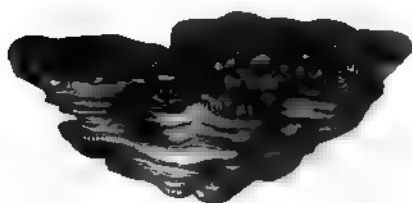
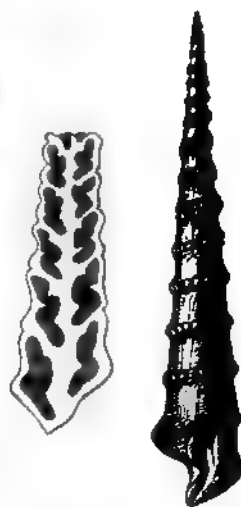
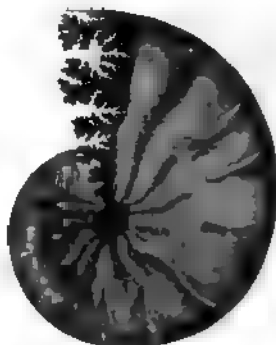
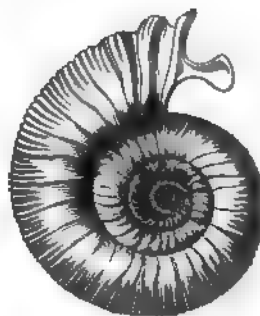
In dieser Schichtenfolge treten drei z. T. riffartige Gebilde durch die massenhafte Anhäufung nahe verwandter Tierformen besonders auffällig hervor. Das eine derselben sind Korallenbänke, welche namentlich in Norddeutschland, im Schweizer Jura, in Nordfrankreich und England entwickelt und vorzugsweise aus Stöcken von *Thamnastraea concinna* Goldf., *Isastraea helianthoides* Goldf., *Montlivaultia sessilis* Münster u. a. zusammengesetzt sind. Ihrem organischen Ursprunge nach den Korallenbänken ähnlich sind die Spongiten- oder Schwammkalke, welche in Franken und Schwaben am mächtigsten sind, von wo aus sie sich mit fortwährend abnehmender Mächtigkeit durch die Schweiz bis in die Bourgogne verfolgen lassen. Wie der Name andeutet, bilden Spongien das ursprüngliche Hauptmaterial dieser Kalksteine. Namentlich sind die Gattungen *Cnemidiastrum* (z. B. *stellatum* Goldf. sp.), *Hyalotragos* (*patella* Goldf. sp.), *Tremadictyon* (*reticulatum* Goldf. sp., Fig. 446), *Cupulospongia* (*rimulosa* Goldf. sp., *radiata* Münster sp.), *Pachyteichisma* (*lopas* Quenst. sp.), *Cylindrophyma* und *Porospongia* vertreten. Einen dritten zoogenen Horizont des weißen Jura bilden die Diceratenkalke, die in den französischen und schweizer Territorien der Juraformationen ihre größte Verbreitung finden, der oberen Grenze des Oxford angehören und angefüllt sind von *Diceras arietinum* Lam. (Fig. 447).

b. Der Kimmeridge.

Die Schichtenreihe des Kimmeridge besteht aus dichten, thonigen und oolithischen Kalksteinen, während in ihren oberen Horizonten Kalkmergel von vorherrschend grauer, licht gelblichweißer oder vollkommen weißer Farbe vorwalten. Unter den zahlreichen organischen Resten dieser Gruppe sind als Leitfossilien hervorzuheben: *Pteroceras Oceani* Brongn. (Fig. 452), *Nerinea tuberculosa* Römer (Fig. 454), *Nerinea bruntrutana* Thurm., *Nerinea pyramidalis* Münster., *Exogyra virgula* Sow. (Fig. 449), *Pholadomya acuticostata* Sow., *Corbis subclathrata* Buv., *Terebratula subsella* Leym, — in den unteren Complexen *Ammonites* (*Perisphinctes*) *polyplocus* Rein. (Fig. 455) und in den obersten oolithischen Kalken *Ammonites* (*Olcostephanus*) *gigas* Ziet. Diese Schichten des *Amm. gigas* werden auch wohl entweder für sich oder mit den Eimbeckhäuser Plattenkalken (siehe unter Purbeck u. S. 600) als eine selbständige Stufe, der Portland, aufgefasst. Dem Kimmeridge gehören die Korallenkalke von Nattheim in Württemberg an, mit *Thamnastraea prolifera* Beck (Fig. 450), *Stylina limbata* Goldf., *Isastraea*, *Thecosmilia*; — ebenso die oberen Schwammkalke (Felsenkalke) Schwabens und die lithographischen Schiefer von Nusplingen, mit denen der schwäbische Jura abschließt.

c. Das Tithon.

Das Tithon wird in Süddeutschland namentlich durch die Kehlheimer Korallenkalke und die Solenhofener Schiefer, in Norddeutschland durch

Fig. 449. *Exogyra virgula* Sow.Fig. 450. *Thamnastrea prolifera* Beck.Fig. 451. *Nerinea tuberculosa*
Römm.Fig. 452. *Pteroceras Oceani* Brongn.Fig. 453. *Ammonites (Oppelia)*
tenuilobatus Opp.Fig. 454. *Aptychus latus*
Münst.Fig. 455. *Ammonites (Perisphinctes)*
polypleurus Reim.

Leitfossilien des Kimmeridge.

den Purbeck, in den alpinen Gegenden vorzüglich durch Riff- und Klippenkalke vertreten.

Die Solenhofener Schiefer bilden den interessantesten Schichtencomplex des deutschen Tithon. Ihr gleichmäßiges Gefüge, die Feinheit ihres Koroos bedingen nicht nur den hohen technischen Wert dieser Plattenkalke, sondern haben sie auch zugleich zur Erhaltung der zartesten Teile von Organismen befähigt, so dass uns in ihnen eine reiche oberjurassische Fauna überliefert worden ist, die ohne so günstige Verhältnisse spurlos verschwunden wäre. Ihre Hauptrepräsentanten sind nackte Cephalopoden mit Schulp, Mantel, Kopf, Armen, Magen und Tintenbeutel, ferner Aptychen, Krebse, namentlich Astaciden mit vielgliederigen Fühlern und wohl erhaltenen Scheren und Füßen, Crustaceenlarven, Libelluliden mit dem zartesten Netzgewebe der Flügel, Fischskelete vorzüglich von *Lepidotus*-, *Megalurus*-, *Aspidorbynchus*-, *Leptolepis*- und *Thrissops*-Arten, endlich Reste, ja zum Teil vollkommene Knochengerüste des *Pterodactylus* und *Rhamphorhynchus*. Denselben Schichten entstammen, wie bereits erwähnt, die Skelette und Federn von *Archaeopteryx*.

Das alpine oder mediterrane Tithon erhält seine untere Begrenzung durch die Zone des *Aspidoceras acanthicum* (Oberer Kimmeridge), welche sich mit gleichbleibendem Charakter vom östlichen Siebenbürgen und der Tatra bis Sicilien und Algier verfolgen lässt und sich durch eine reiche Ammonitenfauna (namentlich *Perisphinctes* und *Aspidoceras*) auszeichnet*). Das auf sie folgende Tithon zerfällt in:

1. *Diphyakalke*, plattige, rote, marmorartige Kalksteine, reich an *Terebratula diphya* (Fig. 456); Hauptverbreitungsgebiet: südtiroler und venetianer Alpen, vereinzelt auch in den österreichischen und bayerischen Alpen.

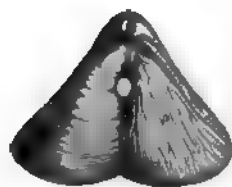


Fig. 456. *Terebratula diphya* Col.
u. Gefäßabdrücke auf dem Steinkerne.

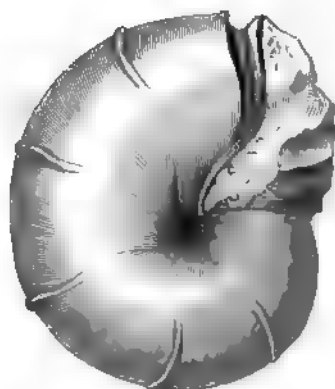


Fig. 457. *Ammonites (Phylloceras)*
ptychoicus Quenst.

*, Benecke. Trias u. Jura in den Südalpen. München 1866. — Neumayr. Abhandlungen d. k. k. geol. R. 1876. S. 429, 427; 1877. S. 440.

2. Stramberger Schichten, dickbankige, oft beinahe ungeschichtete, hellgefärbte Kalksteine, z. T. reich an Ammoniten, z. B. *Ammonites* (*Phylloceras*) *ptychoicus* Quenst. (Fig. 457), *Amm.* (*Perisphinctes*) *transitorius* Opp., *Terebratula janitor* und *Ellipsactinien*, an anderen Punkten mit vorwaltenden *Nerineen*. Verbreitet sind dieselben im Salzkammergut, in den Südalpen, in dem Klippengebiet der Karpathen, und gehen nach oben zu ganz allmählich in Ammonitenkalke der unteren Kreide über.

Der Purbeck. Während die Juraformation in den meisten ihrer Verbreitungsgebiete mit den Schichten des *Amm. gigas* oder mit dem an *Exogyra virgula* reichen oberen Kimmeridge abschließt, folgt auf diese marinen Ablagerungen im südöstlichen England und an den gegenüberliegenden Küsten Frankreichs, im nordwestlichen Deutschland sowie im Juragebirge eine z. B. am Deister bis 500 m mächtige brackische Schichtenreihe, welche mit dem Namen Purbeck belegt worden ist. Sie besteht in Deutschland (siehe Fig. 438) zu unterst aus dünnplattigen, z. T. aber auch dickbankigen und oolithischen Kalksteinen (Eimbeckhäuser Plattenkalk) voll *Corbula inflexa* Dunk., auf welche rote und grünlich graue Mergel (Münder Mergel) mit Gyps- und Steinsalzeinlagerungen, sowie mit *Corbula*, *Paludina* und *Cyclas* folgen. Sie wiederum werden von einem Kalkstein, dem Serpulit, überlagert, der von *Serpula coacervata* Blum. angefüllt ist und zum Teil fast allein aus den Röhren derselben besteht, zu denen sich noch einige *Cyrenen*- und *Corbula*-Arten gesellen. Wie die organischen Reste des deutschen Purbeck beweisen, ist dieser eine Brackwasserbildung.

In England besitzt die Schichtenreihe des Purbeck nur 53 m Mächtigkeit und besteht, abgesehen von einem Kalksteincomplexe marinen Ursprungs (mit *Ostrea*, *Pecten*, *Avicula*), ebenfalls aus Brackwasser- und Süßwassergebilden. Es sind thonige graue Kalksteine und Mergel mit Arten von *Paludina*, *Planorbis*, *Limnaea*, *Melania*, *Cyclas*, *Cyrena*, *Corbula*, *Unio*

und *Cypris*; namentlich letztere bedecken die Schichtungsflächen in ungeheuren Scharen. Dem mittleren Niveau des Purbeck gehört die nur wenige Zoll mächtige Schicht an, welche durch die zahlreichen Funde von eingeschwemmten Säugetierresten ein so großes paläontologisches Interesse erhalten hat. Vorzüglich sind es, wie bereits oben erwähnt, die Unterkiefer von pflanzen- und insectenfressenden Beuteltieren, die man

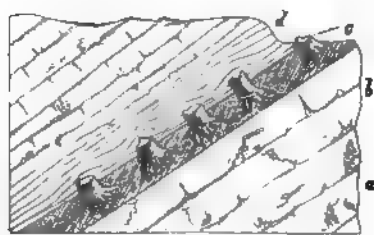


Fig. 458. Profil durch den untersten Purbeck auf der Insel Portland.
a Portland, marin; b Süßwassergebilde des unteren Purbeck; c Purbeck-Dammerde mit Coniferen; d Süßwassermergel.

dieser Schicht entnommen und *Bolodon*, *Plagiaulax*, *Triconodon* benannt hat. In dieser Schichtenreihe und zwar namentlich in ihrem tiefsten

Horizonte sind dunkelbraune bis schwarze Zwischenlagen von vorweltlicher Dammerde (dirt-beds) eingeschaltet, welche zahlreiche Überreste einer aus Coniferen und Cycadeen bestehenden Waldvegetation umschließen, deren Stämme oft noch aufrecht stehend angetroffen werden, während ihre Wurzeln tief in den Untergrund eingreifen und die abgebrochenen Stämme horizontal zwischen den stehen gebliebenen Strünken liegen (siehe Fig. 458).

Aus der Thatsache, dass die rein marinen Gebilde des norddeutschen Kimmeridge von einer Brackwasserformation, denn solches ist der Purbeck Hannovers, überlagert werden, ferner daraus, dass in England auf den dortigen marinen Portland eine Schichtenreihe von abwechselnden Brackwasser-, Meerwasser- und Süßwasserablagerungen, sowie Dammerde-, also Festlandsgebilden folgt, geht hervor, dass die beiden beschriebenen Territorien am Ende der Juraperiode eine von vielfachen Oscillationen unterbrochene Hebung erlitten haben, infolge deren sie zum flachen Küstenlande wurden. Andere und zwar die große Mehrzahl der jurassischen Ablagerungen blieben während dessen Meeresgrund, so dass der Absatz mariner Sedimente ungestört auf ihm seinen Fortgang nehmen konnte. Hier folgt also unmittelbar auf den marinen oberen Jura die ebenfalls marine unterste Kreide, welche auf den unterdessen zum sumpfigen Festlande gewordenen Purbeck-Arealen naturgemäß fehlt und durch eine Sumpf- und Süßwasserbildung, den eigentlichen Wealden, ersetzt wird.

Auf S. 600 findet sich die speciellere Gliederung des oberen Jura tabellarisch zusammengestellt, außerdem aber soll der deutschen Entwicklung dieser Formation eine etwas eingehendere Beschreibung gewidmet werden.

Speciellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland. Auf die dunkelen Thone des obersten braunen Jura folgen in Schwaben die hellgrauen Kalkmergel und Kalke des unteren weißen Jura. Derselbe ist von Quenstedt ebenso wie der Lias und der Dogger in 6 Stufen (α bis ζ) gegliedert worden, umfasst jedoch nur den Oxford und Kimmeridge, während das Tithon in Schwaben nicht mehr zur Ablagerung gelangt ist. Neuere Untersuchungen haben ergeben, dass dieser schwäbische weiße Jura in einer doppelten Faciesreihe, einer scharf geschichteten Ammonitenfacies und einer ungeschichteten Schwamm- oder Korallenfacies entwickelt ist. Unter Berücksichtigung dieser Thatsache und unter Beibehaltung der Quenstedt'schen Sechsteilung gliedert sich nach E. Fraas und Th. Engel der Malm Schwabens wie folgt (siehe Seite 604):

Gliederung und Parallelisierung des oberen Jura. Nach M. Neumayr.

	Nordwest-Deutschland.	Süd-Deutschland.	England.	Nordfrankreich.	Südfrankreich und Westschweiz.	Ostalpen.	Karpathen, Siebenbürgen.
Jura.	Zone des Perisphinctes (Serpulit und Münchener Mergel).		Purbeck.	Purbeckien.	Purbeckien.		Stramberger Schichten.
	Zone des Aspidoceratocyclotum.	Eimbeckhäuser Plattenkalk (oberer Portland).	Portland-Stone.	Portlandien supér.	Dolomite portlandienne. Portlandkalk.	Diphyakalk. Korallenkalk d. Salzkammergutes.	Klippenbreccien von Rogoznik und Csorostyn. Diphyakalke.
Kimmeridge.	Zone d. Hoplistes Eudoxus. Schichten mit Olcostephanus gigas. Schichten mit Exogyra virgula. Pteroceras-Schichten.	= ϵ u. ζ Quenst. Nusplinger Kalkplatten. Nattheimer Korallenkalk. Eudoxus-Schichten. Dolomite. Schwammkalke.	Portland-Sand. Kimmeridgethon, oberer Teil.	Portlandien moyen et infér. Virgulien. Pterocérén.	Calcaire à Terjanitor. Calcaire à Exog. virgula. Calcaire à Pteroceras. Corallien de Valén.	Obere Acanthicus-Schichten.	Obere Acanthicus-Schichten in Siebenbürgen.
	Zone der Opelia tenuilobata. Nerineenschichten. Schichten mit Terebratula humeralis.	= γ u. δ Quenst. Schwammkalke = Tenuilobatus-Schichten.	Kimmeridgethon, unterer Teil.	Astartien. Corallien supér.	Calcaire à Astarte. Calcaire à Perisph. plocus.	Untertypische Acanthicus-Schichten. Ammonitico rosso.	Typische Acanthicus-Schichten.
Oxford.	Zone des Peltoceras bimammatum. Korallen-Oolith.	= β Quenst. Bimammatus-Schichten. Schwammkalke.	Upper Calcareous Grit. Coral Rag.	Corallien infér.	Zone à Peltoceras bimammatum et bancs à Dicerat.		
	Zone d. Peltoceras transversarium u. des Aspidoceratoceras perarmatum. Hersumer Schichten.	= α Quenst. Schwamm-Schichten. Impressathone. Transversarium-Schichten.	? Lower Calcareous Grit. Oxford Clay.	Marnes oxfordiennes.	Zone à Peltoc. transversarium et Cardioc. cordatum.	Schichten mit Peltoc. transversarium im Etzthal und am Gardasee.	Transversarium-Schichten von Neumarkt in Galizien, Puchow in Ungarn. Kalke von Collechowitz in Mähren.
Dogger.							
							Kelloway.

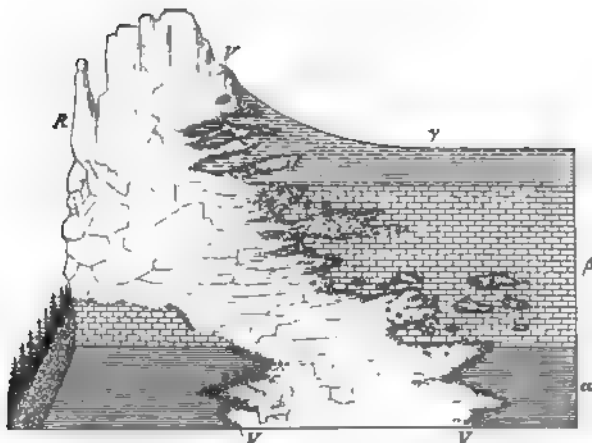


Fig. 450. Spongienriff im unteren weißen Jura der schwäbischen Alb. Von Kb. Frass.
R = ungeschichteter, structurloser Spongienriffkalk; — *V* = Zone des Vorriffes; mit Thon vermengte Riffkalke voll organischer Reste, vielfach eingreifend und als Putzen eingelagert in die geschichtete Facies, *α*, *β*, *γ* = normale geschichtete Facies des unteren weißen Jura.

Welfser Jura *ε* und *ζ*.

Geschichtete Facies.

Dicke Kalkplatten, Krebsscherenplatten Qu., local oolithisch. Lithographische Schiefer von Nusplingen mit Pterosauriern, *Panaeus*, Fischen, Aptychen, *Pagurus suprajurensis*, *Astarte minima* Qu., *Trigonia suevica* Qu., *Venus suevica* Qu., *Amm. Ulmensis* Oppel. Cementschichten von Blaubsuren und Ehingen.

Oolithe von Schnaitheim, Stotzingen und Wipplingen mit Resten von *Dacosaurus maximus* Qu., *Gyrodus umbilicus* Ag., *Sphaerodus gigas* Ag., *Lepidotus* und *Pycnodus*; außerdem *Diceras speciosum* Münster und *Isoarca explicata* Römer. Daneben die sogenannten »wilden Portländer« oder Kalkplatten mit Korallen, dieselbe Fauna wie in den Nattheimer Schichten.

Riffacies.

Plumpe ungeschichtete Kalke, bald als Marmor, bald als »Zuckerkorn«, bald als Dolomit. »Lochfelsen« der Alb. Offenbar corallin. Bohnerz füllt oft die Spalten aus. »Nattheimer Schichten«, Korallenkalke Schwabens. Meist sind die organ. Reste verkieselt. Es sind:

Isastraea helianthoides Gf., *Maeandrina Sömmeringii* Gf., *Stylina tubulosa* Gf., *Styl. limbata* Gf., *Styl. micrommata* Qu., *Convexastraea sexradiata* Gf., *Placophyllia dianthus* Gf., *Thecosmilia trichotoma* Gf., *Montlivaultia obconica* Qu., *Thamnastraea microconos* Gf.

In diesen Riffen außer Korallen und Kiesel-spongien viel Kalkspongien, ferner außerordentlich zahlreiche Echiniden, Crinoiden und Brachiopoden; so *Cid. coronata* Qu., *Apiocrinus mespiliformis* Qu., *A. Milleri* Gf., *Solanocrinus costatus* Qu., *Rynch. inconstans* Sow., *Terebr. insignis* Schl., *Megerlea pectunculoides* Schl., sowie *Ostrea bastellata*, etc.

Welfser Jura *δ*.

Wohlgeschichtete Kalkbänke, ohne Thonlagen. Leitende Fossilien sind: *Amm. mutabilis* Qu., *A. pseudomutabilis* d'Orb., *A. inflatus* Rein., *A. hispidus* Qu., *Prosopon marginatum* und *rostratum* Mey.

»Plumpe Felsenkalke« die großen Felsen bildend, welche am Nordwestabhänge der Alb überall in die Augen springen.

Echte Schwammfacies mit Lithistiden, ferner mit *Rynchonella lacunosa* Qu., *Terebr. bisuffarcinata* Schl. und Echinodermen.

Weißer Jura γ .

Thonige Kalkbänke. Hauptsächlich mit: *Amm. polygyratus* Rein. (Kragenplanulaten Qu.), *A. polyplocus* Rein., *A. anceps albus* Qu., *A. tenuilobatus* Op., *A. dentatus* Rein., *Aptychen*, *Disaster carinatus* Qu. und *Pseudomonotis similis* Gf., welche local ein ganzes Lager bildet.

Weißer Jura β .

»Wohlgeschichtete Kalkbänke«. Die wichtigsten Fossilien sind: *Amm. canaliculatus albus* Qu., *A. flexuosus nudus* und *costatus* Qu., *A. biplex rotundus* und *compressus* Qu., *A. lingulatus* Quenst., *A. bimammatus* Quenst.

Weißer Jura α .

Kalkbänke mit Thonschichten, reich insbesondere an *Terebratula impressa* Qu. (daher »Impressa-Schichten«); häufig sind außerdem: *Disaster granulosus* Münst., *Turbinolia impressa* Qu., *Asterias impressa* Qu., *Amm. alternans* Buch, *A. canaliculatus* Qu., *complanatus* Ziet., zahlreiche *Perisphincten* und *Oppelien*, *Belem. hastatus* Blainv. und *pressulus* Qu.

Die oberste Grenze dieses Complexes bildet an vielen Stellen eine Seetangschicht mit *Nulliporites Hechingensis* Qu.

Transversarius-Schichten; Kalke und dazwischen gelagerte Thonschichten. [*Amm. transversarius* Qu. sehr selten.]

Das Liegende dieser Schichten sind die Grenzbänke des obersten Braunen Jura mit *Lambertiknollen* und *Belemnites semihastatus rotundus* Qu.

Den oberen Jura der Umgegend von Hannover gliedert C. Struckmann auf Grund eigener Untersuchungen, sowie der Arbeiten Römer's, v. Seebach's und Heinrich Credner's wie folgt:

7. Purbeck.

b. Serpult; Kalkstein mit Schieferthonen wechselnd, bis 50 m mächtig, voll *Serpula coacervata*. Die Glieder des Purbeck sind namentlich am Süntel, am Ith, an der Porta und bei preuß. Oldendorf, aber auch im Vororte Linden bei Hannover aufgeschlossen.

a. Mürder Mergel, rote und grünliche Mergel mit Dolomit und Gyps, über 300 m mächtig; mit *Corbula*, *Paludina* und *Cyclas*.

6. Portland.

b. Eimbeckhäuser Plattenkalk, oberer Portland, dünngeschichteter, z. T. auch dickbankiger Kalkstein, unten mit Lagen von Kalkmergel, 100 m mächtig, mit *Corbula inflexa*, *Corbula alata*, *Turritella minuta*.

Weißer Jura γ , β und α .

Schwammbildungen, bald nur nesterweise in den thonigen Kalken, bald als mächtige und ausgedehnte Riffe nebst Vorriffen mit vorwiegenden hexactinelliden Spongien (*Tremadictyon*, *Craticularia*, *Cypellia*, *Stauroderma*), ferner mit *Cidaris coronata* Gf., *Eugeniocrinus caryophyllatus* Gf., *Pentacr. cingulatus* Münst., *Rynch. lacunosa* Buch, *Terebratula bisuffarcinata* Schl., *Megerlea pectunculus* Schl., *Megerlea loricata* Schl., nebst zahlreichen Ammoniten der äquivalenten geschichteten Facies.

a. Schichten des *Ammonites gigas*, unterer Portland, hellgelbliche, z. T. oolithische Kalke und Mergel mit *Amm. gigas*, *Corbula inflexa* u. a. = ζ Quenst.

5. Oberer Kimmeridge = ϵ Quenst.

Schichten der *Exogyra virgula*, dichte und oolithische Kalksteine, mit Kalkmergeln und Kalkthonen wechsellagernd, mit *Exogyra virgula*, *Cyprina Saussurei*, *Pholadomya multicostata*, *Trigonia suprajurensis*, *Trig. verrucosa*, *Terebr. subsella*, aufgeschlossen z. B. bei Lauenstein am Ith, Kappenberg am Deister, Sülfeld, Porta, Kette des Wesergebirges, Limmer.

4. Mittlerer Kimmeridge.

Schichten des *Pteroceras Oceani*, oolithischer und dichter Kalkstein, bis 43 m mächtig, mit *Terebr. subsella*, *Exogyra bruntrutana*, *Exog. virgula*, *Gervillia tetragona*, *Corbis decussata*, *Nerinea pyramidalis*, *Ner. Gosae*, *Ner. bruntrutana*, *Pteroceras Oceani*.

3. Unterer Kimmeridge, Astartien, = δ und γ Quenst. = Séquanien supérieur Frankreichs.

Nerineenschichten und Zone der *Terebratula humeralis* Röm., außerdem u. a. *Terebr. bicanaliculata* Ziet., *Rhynchonella pinguis* Röm., *Natica globosa* Röm., *Nerinea tuberculosa* Röm., *Ner. reticulata* Crd., *Ostrea multiformis* Dkr., *Cyprina nuculaeformis* Röm., Schildkröten, Saurier, Fische.

2. Korallenoolith (Corallien) = β Quenst. = Séquanien inférieur Frankreichs.

b. Zone des *Pecten varians* Röm. und der *Nerinea Visurgis* Röm., außerdem u. a. mit *Phasianella striata* Sow. und *Cidaris florigemma* Phill.

a. Korallenbank und Zone der *Ostrea rastellaris*, mit *Cidaris florigemma* Phill., *Isastraea*, *Thamnastraea*, *Montlivaultia*, *Ostrea rastellaris* Münster., *Pecten subfibrosus* d'Orb., *Echinobrissus scutatus* Lam. u. a.

1. Oxfordschichten = α Quenst.

Hersumerschichten oder Perarmatenschichten mit *Ammonites perarmatus* Sow., *Amm. cordatus* Sow., *Belemnites hastatus* Montf., *Trigonia clavellata* Sow., *Gryphaea dilatata* Sow.

Klimatische Facies der Juraformation. Nach Neumayr *) prägen sich bereits innerhalb des Meeres der Jurazeit große Faunengebiete aus, welche als die Erde umspannende Zonen gürtelförmig vom Pol nach dem Äquator zu auf einander folgen und deren Unterschiede auf klimatischen Differenzen beruhen sollen. Neumayr hat diese von ihm als Klimazonen bezeichneten verschiedenartigen Facies der Juraformation als polare, als gemäßigte und als äquatoriale Zone unterschieden. Die Ablagerungsgebiete innerhalb dieser Zonen werden von ihm als Juraprovinzen bezeichnet.

1. Die äquatoriale (alpine oder mediterrane) Juraprovinz wird charakterisiert durch die außerordentliche Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen *Simoceras*, *Haploceras*, *Phylloceras* und *Lytoceras*, sowie der *Terebratula diphyia* und *Rhynchonella controversa*. Hierher gehört der Jura der Alpen, Karpathen, Cevennen, Italiens, Siciliens, der Balkanhalbinsel, der Krim und des inneren Kaukasus, von Kleinasien, Madagaskar, Vorderindien, Mexiko und Peru.

* M. Neumayr. Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. K. Acad. Wien. Bd. XLVII. 1883.

2. Die gemäßigte (mitteleuropäische) Juraprovinz wird charakterisiert durch die Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen *Aspidoceras*, *Oppelia*, *Harpoceras* und *Peltoceras*, durch den Reichtum an Korallen und das starke Zurücktreten von *Phylloceras* und *Lytoceras*. Hierher gehören die Jura-Ablagerungen Deutschlands, Englands, des außeralpinen Frankreichs, des nordwestlichen Spaniens, Portugals, des nördlichen Kaukasus, des südlichen Russlands. Ebenso aber wie im Norden der Äquatorialzone, so schließt sich auch auf der südlichen Hemisphäre eine gemäßigte Juraprovinz an erstere an, welcher die jurassischen Ablagerungen von Chili, Bolivia und Argentinien angehören.

3. Die polare (boreale) Juraprovinz wird charakterisiert durch das Fehlen oder die Seltenheit der für die erstgenannten Provinzen typischen Ammoniten, wie der gesamten Riffkorallen, dahingegen durch starke Entwicklung von *Cardioceras* und der Aucellen. Hierher gehört der Jura des nördlichen Russlands, sowie Novaja Semljas, Sibiriens, von Alaska, Dakota, Spitzbergen und Grönland.

Neuerdings haben sich jedoch namentlich in Südamerika so beträchtliche Abweichungen von der beanspruchten zonalen Verteilung dieser Faciesgebiete ergeben (Chili mit mitteleuropäischem, das östlich angrenzende Argentinien mit äquatorialem Jura), dass es nicht mehr gerechtfertigt erscheint, diese faunistischen Differenzen ausschließlich auf zonale Klimaunterschiede zurück zu führen.

Geographische Verbreitung der Juraformation *). Die 3 Glieder der Juraformation sind in ihrer Verbreitung nicht derartig von einander abhängig, dass alle drei überall in Gemeinsamkeit auftreten, vielmehr fehlt der Lias und mit ihm der untere Dogger innerhalb ausgedehnter Ländercomplexe vollständig, so dass oberster Dogger und Malm oder letzterer allein direct auf weit älterem Grundgebirge auflagern, also vom Ablagerungsgebiete des unteren Jura aus beträchtlich über dessen Grenze hinaus übergreifen. So reicht der Lias vom westlichen Europa aus nicht weit nach Osten und fehlt bereits bei Regensburg, Passau, in Mähren, Oberschlesien und bei Krakau, ebenso aber auch im ganzen europäischen und asiatischen Russland, in Kleinasien, Indien, Sibirien, Spitzbergen und im nordwestlichen Nordamerika. Überall beginnt hier die marine jurassische Schichtenreihe mit dem obersten Dogger (Kelloway) oder gar erst mit dem Malm. Diese Erscheinung beweist, dass in der Mitte der Juraperiode eine weitreichende Überflutung der Continente durch das jurassische Meer, eine großartige Transgression stattgefunden hat.

Der mitteleuropäischen Juraprovinz, dem Ablagerungsareale der

*, Speciell und mit ausführlicher Litteratur in: M. Neumayr. Geogr. Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. math. Cl. d. kais. Acad. Wien. Bd. L. 1885.

nördlichen gemäßigten Jura-Zone, gehört der Jura des außeralpinen Deutschlands und Frankreichs, sowie Englands an.

In Deutschland besitzt die Juraformation drei größere Verbreitungsgebiete: das fränkisch-schwäbische, das des nordwestlichen Deutschlands und das von Oberschlesien.

In Franken und Schwaben bildet das Ausgehende des Jura einen weiten Bogen, dessen stärkste Krümmung in der Gegend von Regensburg liegt, indem sich sein südlicher Schenkel von Schaffhausen aus in nordöstlicher Richtung hinzieht, sein nördlicher hingegen etwa von Coburg aus nach Süd-Südost streicht. Ersterer wird wesentlich von der rauhen Alb, letzterer durch den fränkischen Jura repräsentiert. An der Zusammensetzung dieses Jura-Territoriums beteiligen sich Lias, Dogger und weißer Jura. Der Lias bildet ein flaches Hügelland (Fig. 460), welches sich wie ein Teppich

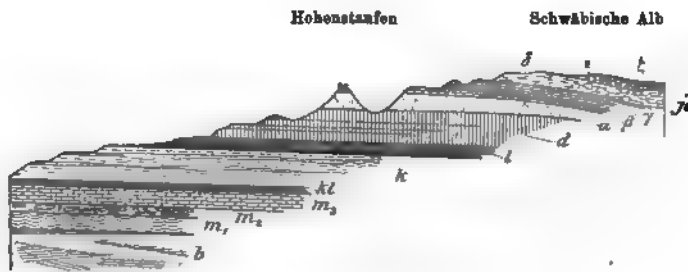


Fig. 460. Profil durch die Trias und den Jura Schwabens. *St. Fraas.*
b = Buntsandstein; — *m₁, m₂, m₃* = unterer, mittlerer und oberer Muschelkalk; — *kl* = Lettenkohlen-
 gruppe; — *k* = Gypskeuper und Rhät; — *l* = schwarzer Jura (Lias); — *d* = brauner Jura (Dogger); —
jo: *α, β, γ, δ, ε, ζ* = weißer Jura.

am Fuße des Gebirges ausbreitet und gewöhnlich von den Flusstälern so tief eingeschnitten wird, dass durch sie die Keuperschichten, welche seine Basis bilden, entblößt werden. Der Dogger tritt in einer weit schmäleren Zone in Form mehr oder minder steiler Abhänge am Fuße des aus weißem Jura bestehenden Berglandes hervor, welches sich in zum Teil gewaltigen schroffen Felswänden über diese Abhänge erhebt und auf seiner Höhe ein Hochplateau bildet, das sich allmählich nach Südosten hin absenkt. Der weiße Jura Frankens ist durch das Auftreten mächtiger Dolomite ausgezeichnet, in welchen sich die an Skeletten diluvialer Säugetiere reichen Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth ausdehnen. Die niedrige Erhebung, welche den fränkischen Jura mit der rauhen Alb verbindet, ist das Terrain, auf welchem die berühmten Plattenkalk von Solenhofen und Pappenheim zur Ausbildung gelangt sind.

Die Schichtenreihe der norddeutschen Juraformation umfasst gleichfalls den Lias, Dogger und Malm und breitet sich in einer von West gegen Ost gerichteten Zone aus, welche sich von der Grenze Hollands bis in die

Gegend von Halberstadt erstreckt. In dem größten und zwar in dem nördlichen Teile dieses Verbreitungsgebietes des Jura sind dessen Schichten unter Diluvialbildungen verborgen; nur an seinem südlichen Rande treten sie in Form einer fast ununterbrochenen, von West nach Ost streichenden Zone zu Tage und bilden in ausgedehnten niedrigen Höhenzügen den südlichen Saum des norddeutschen Flachlandes. Der bedeutendste dieser jurassischen Bergrücken ist die Weserkette, welche dort, wo sie von der Weser durchbrochen wird, an der Porta Westfalica, eines der schönsten Profile durch den norddeutschen Jura bietet. Von hier aus wendet sich derselbe gegen Südost bis nach dem Süntel nördlich von Hameln und steht hier mit einer kleinen Seitenbucht, der Hilsmulde, in Verbindung, welche sich ununterbrochen bis in die Nähe von Eimbeck erstreckt und deren ursprüngliche weitere Fortsetzung gegen Süden durch die isolierten Schollen des Lias in der Gegend von Cassel, Volkmarsen, Eichenberg und Wabern in Hessen, sowie bei Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt*) angedeutet wird. Abgesehen von den inselförmig aus den jüngeren Formationen, namentlich dem Diluvium hervortretenden Partien des Jura bei Hannover, bildet diese Formation den Hauptbestandteil der Höhenzüge, welche sich von Hildesheim bis Goslar und Harzburg erstrecken. Weiter gegen Osten, also in dem hügeligen Landstriche nördlich und nordöstlich vom Harze, zwischen Braunschweig und Magdeburg erscheinen Schichten des Jura als zonenförmige Umgürtungen zahlreicher Inseln älterer, namentlich triadischer Formationen. Von den einzelnen Gliedern des Jura erheben sich die Gebilde des weißen Jura, und unter diesen die namentlich durch ihren oolithischen Charakter ausgezeichneten Kalksteine und felsbildenden Dolomite der Oxfordgruppe zu den erwähnten Höhenzügen, während an deren südlichen Abhängen die meist aus thonigen Gesteinen bestehenden Schichten des Lias und Doggers als schmale Säume zu Tage treten.

Das dritte deutsche jurassische Territorium ist das von Oberschlesien, welches einen Ausläufer des polnischen Juragebietes repräsentiert. Die polnisch-oberschlesische Jurabildung**) nimmt ein Areal von über 400 Quadratmeilen ein, welches freilich zum größten Teile von Diluvialablagerungen bedeckt ist. Sie setzt zunächst den gegen 15 Meilen langen und 1 bis 4 Meilen breiten Höhenzug zusammen, welcher von Krakau bis Czenstochau zusammenhängend sich forterstreckt und sich von da mit Unterbrechungen in nordwestlicher Richtung bis Wielun, ja selbst bis Kalisch aus dem

*) A. von Koenen. N. Jahrb. 1875. S. 659. — K. v. Fritsch. N. Jahrb. 1870. S. 385; Heinr. Credner. ebend. 1839. S. 381; 1842. S. 4; 1860. S. 293. — M. Bauer. Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 782, u. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 28. — F. Moesta. ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann. ebend. S. 383. — F. Kuchenbuch. ebend. 1890. S. 74.

**) J. v. Simiradzki. Jahrb. d. k. k. geol. Ra. Wien 1889. S. 45.

Diluvium hervorhebt. Die Kalke dieses Höhenzuges gehören dem weißen Jura an und werden von den thonig-sandigen Schichten des Kelloway, also des oberen Doggers, unterteuft, welche im Südwesten der ersteren eine von Nordwest nach Südost streichende Zone bilden und direct auf den obersten Schichten des Keupers aufruhend, während der Lias vollkommen fehlt. Die oberschlesisch-polnischen Juraablagerungen zeigen mit denjenigen Süddeutschlands und namentlich Württembergs eine so große Übereinstimmung in petrographischer und paläontologischer Hinsicht, dass daraus auf einen directen Zusammenhang der Meeresteile, in welchen die Ablagerungen beider Gegenden sich bildeten, geschlossen werden darf. Diese Verbindungsstraße hat durch das jetzige Elbtalgebirge nach Nordböhmen und von da durch Mähren in der Richtung auf Wien, Linz und Regensburg geführt.

Reste der Ablagerungen innerhalb dieses Kanales sind uns in den Jura-fetzen (Kelloway und Malm) der sächsisch-böhmischen Schweiz und der südlichen Lausitz erhalten, welche von dem über den Quader geschobenen Lausitzer Granit aus dem Liegenden in das Hangende des Quaders emporgeschleppt worden sind *).

Als äußerste Vorposten des norddeutschen Juragebietes stellen sich ziemlich zahlreiche isolierte Juravorkommnisse an den Odermündungen ein **). Es sind dies zwar zum größten Teil nur Schollen und Blöcke, die als größere oder kleinere Geschiebe dem Diluvium eingebettet sind (auf Gristow und Wollin) und noch weiter von Norden stammen, zum Teil aber auch anstehende Gesteinsmassen (bei Fritzow, Klemmen, Kammin), deren untere Niveaus dem Dogger, deren obere Horizonte dem weißen Jura angehören. Erstere haben eine große Ähnlichkeit mit dem oberschlesischen, letztere eine solche mit dem hannöverschen Jura und repräsentieren den oberen Oxford, sowie die Pteroceras-Schichten der Kimmeridge-Gruppe. Durch ein bei Kammin bis zu 300 m Tiefe niedergebrachtes Bohrloch wurde unter dem Dogger der Lias und zwar bis in den einige schwache Kohlenflötzen führenden mittleren Lias durchbohrt.

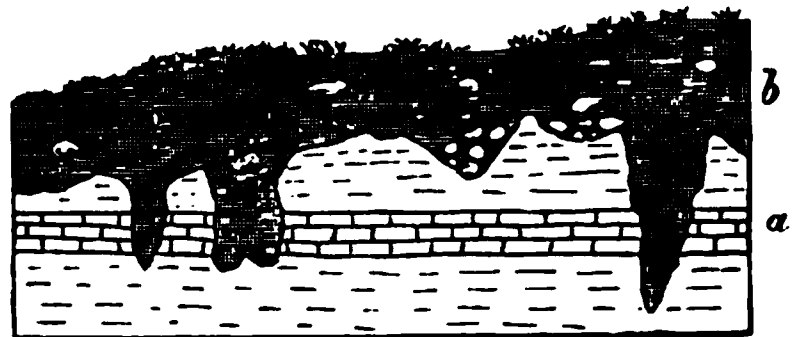


Fig. 461. Jurassische (Ober-Oxford-) Klippen „ im Diluvium b, bei Klemmen in Pommern. (H. Crd.)

Auch bei Colberg in Pommern und bei Inowracław, sowie südlich von Thorn tritt oberer Jura isoliert im Bereiche des Diluviums auf.

*) G. Bruder. Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. k. Acad. d. Wiss. Wien. Bd. I. 1885. S. 233; — Lotos Bd. VII. 1886. und VIII. 1887. — R. Beck. Erl. zu Sect. Königstein-Hohnstein, zu Sect. Sebnitz und zu Sect. Hinterhermsdorf.

**) A. Sadebeck. Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 654. — W. Deecke. Die mesoz. Format. d. Prov. Pommern. Greifsw. 1894. S. 2.

Ebenso steht in der Gegend von Stralsund unweit Grimmen Jura an. Nach Berendt*) besteht derselbe aus hellblauen Thonen mit flachkugeligen Kalksteinconcretionen, welche Ammoniten aus der Gruppe der Falciferen (*Harpoceras*) und zwar solche des obersten Lias und des unteren Doggers führen. Der Jura von Grimmen repräsentiert somit eine Grenzbildung dieser beiden Formationen. Auch bei Dobbartin in Mecklenburg sind anstehende Schichten des mittleren Lias mit Ammonites (*Amaltheus*) *coronatus* Quenst. und des obersten Lias aufgeschlossen worden, letzterer bestehend aus Posidonienschiefer und Thon mit Kalkconcretionen, welche sich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen Insectenresten auszeichnen**). Endlich wurde in Hermsdorf bei Berlin der mittlere Lias mit Amm. (*Amaltheus*) *margaritatus* d'Orb. in mehr als 90 m Mächtigkeit durchbohrt***).

In England setzen die Schichten des Jura eine breite Zone zusammen, welche sich von Portland und Lyme Regis an der Küste des Kanales in fast genau nördlicher Richtung über Bath, Oxford und Lincoln erstreckt, bis sie bei Whitby nördlich von der Trentmündung die Ostküste erreicht. Alle drei Hauptabteilungen der Formation sind hier und zwar in mitteleuropäischer Facies entwickelt. Ihre Lagerung ist im allgemeinen eine sehr einfache, indem die Schichten des gesamten Systems flach nach Osten einfallen, so dass an dem Westrande der Jurazone die untersten, weiter östlich die jüngeren Glieder des Jura zu Tage ausgehen; erstere lagern gleichförmig auf dem oberen Keuper auf, letztere werden von der Kreide überlagert. In Schottland sind jurassische Schichten auf die Ost- und Westküste, sowie auf die der letzteren vorliegenden Inseln beschränkt, wo sie einzelne von vulkanischen Decken beschirmte Schollen bilden.

In Frankreich tritt die Juraformation, ebenfalls vertreten durch Lias, Dogger und Malm, in zwei ringförmigen Zonen an die Oberfläche, deren südliche ziemlich vollständig geschlossen ist, während die nördliche gegen den Kanal hin weit geöffnet ist und augenscheinlich mit dem englischen Jura in Verbindung gestanden hat. Der südliche Ring umgürtet das granitische Centralplateau Frankreichs, auf dessen Rändern die jurassischen Schichten aufgelagert sind und von welchen sie allseitig abfallen, so dass der Lias eine innere Zone bildet, der Dogger und weiße Jura mehr nach außen hin auftreten. Der nördliche Juraring verhält sich gerade umgekehrt, indem alle Schichten nach innen einfallen, also ein flaches Becken bilden, dessen ältere Glieder in der äußeren Umgrenzung, dessen jüngste Schichten

*) Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 823.

**) Eug. Geinitz. ebend. 1880. S. 540; ebend. 1884. S. 566; N. Jahrb. 1892. I. S. 466; die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 27; IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887, und XIII. Beitr. 1892.

***). G. Berendt u. W. Dames. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1890. S. 83.

mehr nach innen liegen, während das Centrum desselben von Kreide und Tertiärbildungen ausgefüllt ist. Dem östlichen Flügel dieses großen Beckens gehören die jurassischen Ablagerungen von Deutsch-Lothringen, namentlich die Landstriche zwischen Metz und Diedenhofen an.

Von Schwaben aus setzt sich die mitteleuropäisch ausgebildete Juraformation in südwestlicher Richtung, also in der Verlängerung der Rauhen Alb über den Rhein in schweizerisches Gebiet fort und bildet hier das Jura-gebirge, welches von Basel bis Genf reicht und aus einer Anzahl von Parallelketten besteht. Diese verdanken ihren Ursprung einer Faltung der jurassischen Schichten (siehe Fig. 49, S. 173), infolge deren mehr oder weniger steile, langgezogene, zum Teil auf ihrer obersten Wölbung aus einander geborstene Sättel, ja vollständige Überkipnungen, verbunden mit Verwerfungen und Überschiebungen (siehe Fig. 129, S. 333), entstanden. Von dem Territorium des schweizer und schwäbischen Jura zog sich eine jetzt zum größten Teil zerstörte Zone jurassischer Ablagerungen in nördlicher und nordwestlicher Richtung nach den jetzigen Vogesen und dem Schwarzwald; die kleinen, isolierten Jurapartien von Langenbrücken, Wiesloch, Freiburg und Kandern auf dem rechten Ufer des Rheines und von Buxweiler, Rappoltsweiler und Rauffach im Elsass sind durch Brüche der rheinischen Grabenversenkung (vergl. Fig. 366 auf S. 545) geschützt und erhalten gebliebene Überreste derselben.

Einen nicht unbeträchtlichen Anteil nimmt die Juraformation und zwar in ihrer typischen *äquatorialen* (mediterranen), durch den Reichtum an *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Haploceras* und *Simoceras* gekennzeichneten Facies an dem Aufbau der Kalkalpen, indem sie sich in Form eines bald schmälern, bald breiteren Bandes um den Süd-, West- und Nordrand der Alpenkette schlingt. Die Lagerungsverhältnisse des alpinen Jura sind durch wiederholte Knickungen, Zerreißen, Überkipnungen und Verwerfungen der Schichten sehr verwirrt (siehe Fig. 48, S. 173). Dadurch, sowie durch einen oft auftretenden Metamorphismus des Gesteinsmaterials, ferner durch die Existenz von einander abweichender Localfaunen, endlich durch die Lückenhaftigkeit der jurassischen Ablagerungen wird das Studium der letzteren sehr erschwert, doch sind Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Jura nachgewiesen (s. S. 578, 587 u. 597, sowie die Tabelle auf S. 600). Eine eigentümliche Facies des oberen weißen Jura sind die roten und weißen Kalke mit *Terebratula diphyia* und die Schiefer mit zahlreichen *Aptychus*-Arten, welche zur tithonischen Etage gehören und typisch bei Trient in Tirol entwickelt sind (siehe S. 597).

In den Karpathenländern tritt die hier ebenfalls äquatoriale Juraformation meist nur in kleineren Partien zu Tage, indem sie hier in Form zahlreicher isolierter Klippen aus der Bedeckung von Karpathensandstein hervorragt. Solche Klippen (siehe Fig. 462) erscheinen teilweise ganz ver-

einzelnt, häufiger aber sind sie in größerer Zahl zu Gruppen vereinigt, welche oft weit ausgedehnte Züge bilden. So besteht der westkarpathische Klippen-

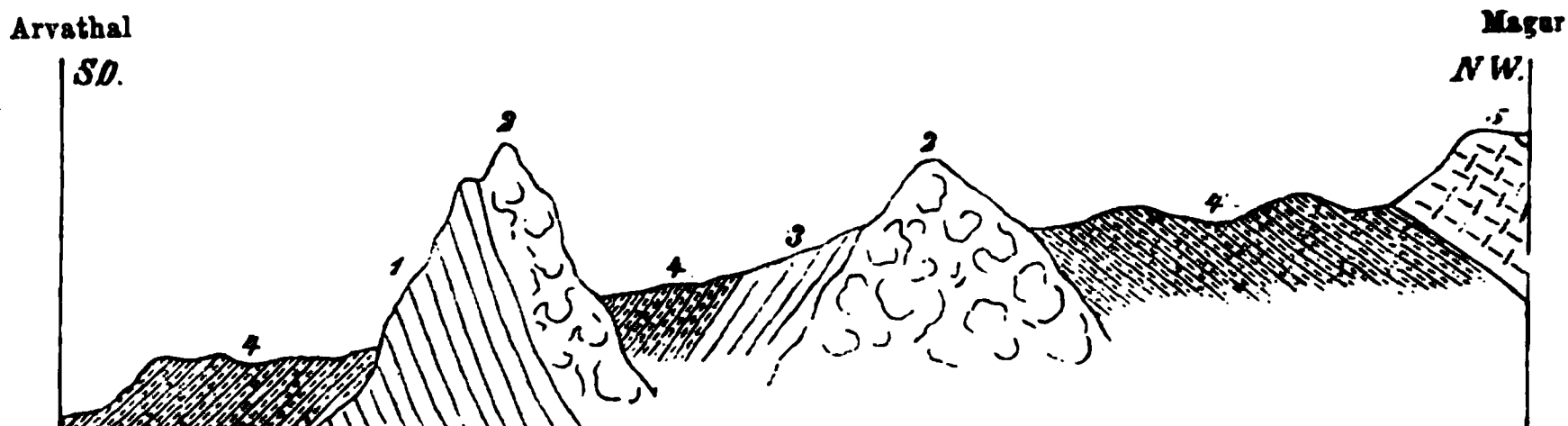


Fig. 462. Jura-Klippen des Lutowa-Thales. Nach Paul.

5 Oberer } Karpathensandstein.
4 Mittlerer }
3 Schiefer und Mergel (Neocom).

2 Roter, knolliger Ammonitenkalk (Tithon).
1 Roter Crinoidenkalk (Dogger).

zug zwischen Neumarkt und Siebenlinden nach Stache und Neumayr bei einer Breite von 2 km und einer Länge von 100 km aus über 2000 einzelnen Klippen *).

In Russland gewinnen Kelloway, Oxford, Kimmeridge und Tithon und zwar in borealer Facies innerhalb der weiten Strecken von Polen bis Orenburg und von Kiew bis zur Petschora eine ansehnliche Verbreitung, während Lias und der größte Teil des Doggers fehlen. Beide erstgenannte Stufen zeigen zwar noch eine sehr große Übereinstimmung mit denen Mittel- und Westeuropas, in den höheren Horizonten hingegen greift eine vollständige faunistische Abweichung Platz. Diese Wolga-Stufen **) werden durch die formen- und individuenreiche Muschelgattung *Aucella* gekennzeichnet. Die unteren führen *Amm. (Perisphinctes) virgatus* und *catenulatus* und sind Äquivalente des Portlands und Purbeck, während die oberen bereits Äquivalente der unteren Kreide sind. Im südlichsten Russland und am Nordabfall des Kaukasus hingegen besitzen die jurassischen Gebilde einen ausgesprochenen mediterranen Habitus.

In Nordamerika beansprucht man für die versteinerungsleeren oberen Horizonte des neuen roten Sandsteines jurassisches Alter (?), auch die krystallinischen Schiefer, in welchen die goldführenden Gänge Californiens aufsetzen, sollen dieser Formation angehören. Mit Sicherheit ist dieselbe jedoch nur in der Sierra Nevada (mit *Ammonites Nevadanus*) und am Ostabfalle der Rocky Mountains (Black Hills, Laramie Mts.) sowie auf

*) Neumayr. Der penninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Wien. Bd. XXI. S. 454.

**) S. Nikitin. N. Jahrb. 1886. II. S. 205; — 1889. II. S. 446. — M. Neumayr. ebend. 1887. I. S. 70 u. Erdgeschichte II. 1887. S. 309. — A. Pavlow. Couches jurassiques et crétacées de la Russie. I. Moskau 1889. — N. Jahrb. 1893. I. S. 354. — Quart. Journ. geol. Soc. London. 1896. S. 542.

Alaska nachgewiesen. Es sind graue oder weißliche mergelige Kalksteine, welche 300 m Mächtigkeit erreichen und *Pentacrinus*-, *Ammonites*- (*Cardioceras*-), *Belemnites*- und *Trigonia*-Arten führen, die z. T. auf die boreale Entwicklung der dortigen Juraformation hinweisen. Von Marsh werden die *Atlantosaurus*-Beds in Colorado zum obersten Jura gerechnet. Dieselben zeichnen sich außer durch ihre Führung von Beuteltierresten (*Allodon*, *Ctenacodon*, *Triconodon*, *Docodon*) durch ihren Reichtum an z. T. riesigen Dinosauriern aus. Hierher gehört *Atlantosaurus* (über 30 m lang und 10 m hoch), das colossalste aller bekannten Tiere, ferner *Brontosaurus* (Fig. 436 S. 594; 15—18 m lang mit winzig kleinem Schädel), sowie *Ceratopsaurus* und *Stegosaurus*, letzterer auf Hals, Rücken und Schwanz mit hohen verticalen Knochenplatten.

Überraschend ist die Ähnlichkeit der jurassischen Fauna von Chili und Bolivia mit derjenigen Mitteleuropas (Gottsche, Steinmann, Möricke), während der Jura der zwischen ihnen und Californien gelegenen Länder (Guatemala und Peru), aber auch derjenige des östlich an Chili angrenzenden Argentinien (Bodenbender, Behrendsen) alpinen, also sog. äquatorialen Habitus aufweist.

Die Kreideformation.

Quaderformation, Cretacäische Formation, Procänformation.

Allgemeinere Hauptliteratur

über die deutsche Kreide:

- A. v. Strombeck. Gliederung des Pläner im nordw. Deutschland. N. Jahrb. 1857. S. 785. — Über den Gault im nordw. Deutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1864. S. 20; 1890. S. 557. — Über die Kreide von Lüneburg, ebend. 1863. S. 97.
- F. Römer. Die Kreidebildungen Westfalens. Z. d. D. geol. Ges. 1854. S. 99. — Über die geogn. Zusammensetz. d. Teutoburger Waldes etc. N. Jahrb. 1850. S. 385.
- H. v. Dechen. Geol. u. pal. Übers. d. Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 405—500.
- H. B. Geinitz. Das Elbthalgebirge in Sachsen. Kassel 1874 u. f. J.
- A. Fritsch. Studien im Geb. d. böhmischen Kreideformat. Archiv d. naturw. Landesdurchf. Prag. Bd. IV. No. 4; Bd. V. No. 2; Bd. VII. No. 2; Bd. IX. No. 4.
- Fr. d. Römer. Geologie v. Oberschlesien. Breslau 1870. S. 277—358.
- C. u. W. Gümbel. Geogn. Beschr. des bayer. Alpengebirges. Gotha 1858—61. S. 517 bis 579.

Außerdem zahlreiche monographische, meist weiter hinten citierte Abhandlungen von Schlüter, sowie von Beyrich, Böhm, Brauns, Credner, Dames, Ewald, Frech, Geinitz, Göppert, Gümbel, Kunth, G. Müller, Römer, Schlönbach, Stolley und Anderen.

über die Wealdenformation:

W. Dunker u. H. v. Meyer. Die norddeutsche Wälderbildung. Braunschweig 1846.

Heinr. Credner. Über die Gliederung der ob. Jurafl. und der Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863.

A. Schenk. Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. Kassel 1874.

C. Struckmann. Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880.

— Ders. Grenzsichten zwischen Hilsthon u. Wealden. Jahrb. d. k. pr. geol. La.

Berlin 1889. S. 55. — Ders. Wealdenbildungen von Sehnde. N. Jahrb. 1894. I. 417.

H. Grabbe. Die Schaumburg-Lippe'sche Wealden-Mulde. Göttingen 1883.

Petrographischer Charakter. Kaum irgend ein anderes Schichtensystem besitzt einen so wechselnden und mannigfaltigen petrographischen Charakter, wie die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten. In der einen Gegend besteht sie aus weißer Schreibkreide und Grünsanden, in einer anderen fast ausschließlich aus Sandsteinen und in einer dritten aus mergeligen Kalksteinen, kalkigen Mergeln und plastischen Thonen. Die Unbeständigkeit des Gesteinscharakters dieser Formation hatte die Verschiedenartigkeit ihrer Bezeichnungsweise zur Folge. Kreideformation nannte man sie, weil in England und Nordfrankreich, wo man sie zuerst erkannt und studiert hatte, die weiße Schreibkreide als eins der wesentlichen und charakteristischen Glieder hervorragt, — Grünsandformation, weil in eben jenen Gegenden, sowie in Westfalen und Nordamerika, glaukonitische Mergel eine wesentliche Rolle in ihrer Zusammensetzung spielen, — und endlich Quaderformation, weil sie in Sachsen, Böhmen und Schlesien vorwaltend aus Quadersandsteinen gebildet wird. Bei so wechselndem petrographischem Charakter der unter diesen Namen verstandenen Formation sind es allein ihre organischen Reste, welche die Identifizierung und Parallelisierung der hierher gehörigen Schichtenreihen ermöglichen (S. 364).

Von den verschiedenen Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten teilnehmen, sind folgende hervorzuheben: die Quadersandsteine haben unstreitig in vielen Gebieten das vorwaltende Material der hierher gehörigen Schichtenreihe geliefert. Sie sind bald fein-, bald grobkörnig, zuweilen krystallinisch, gehen mitunter, und zwar namentlich nach ihrer Basis zu, in grobe Conglomerate über und besitzen ein bald thoniges, bald kieseliges, auch wohl eisenschüssiges Bindemittel. Zuweilen fehlt letzteres vollständig, so dass, wie z. B. bei Freiberg, in Belgien, bei Aachen, namentlich aber in New-Jersey in Nordamerika, lose Quarzsande und -kiese entstehen, welche mächtige Ablagerungen bilden können. Eine ganz eigentümliche Varietät des Sandsteines sind die Grünsandsteine oder glaukonitischen Sandsteine, welche ihren Namen von den eingestreuten Glaukonitkörnern und ihrer dadurch bedingten grünen Färbung erhalten haben. Die Schichtung der Kreidesandsteine ist oft eine sehr weitläufige, und da sich zu ihr häufig

eine verticale Zerklüftung gesellt, so entstehen quaderförmige oder pfeilerartige Absonderungen, daher der Name Quadersandstein. Nächst ihnen spielen mergelige Kalksteine und Mergel die wichtigste Rolle in der Kreideformation. Sie sind meist grau oder gelblich weiß, gewöhnlich dünn-schichtig und zum Teil so reich an grünen Glaukonitkörnern, dass man sie als Glaukonitmergel bezeichnet. Außer diesen letzteren gehört der Pläner zu den wichtigsten Varietäten der cretacäischen kalkig-mergeligen Gesteinsreihe. Er ist ein lichtgrauer, mehr oder weniger thoniger, oft glaukonitischer Kalkstein mit feinerdigem Bruch. Ferner der Kreidemergel, ein weißer oder hellgrauer, feinerdiger und weicher, oft glaukonitischer Mergel, — der Flammenmergel, ein grauer, von dunklen Streifen und Flammen durchzogener, quarzsandreicher, schieferiger Mergel. An die mergeligen Kalksteine schließen sich reine, zum großen Teile dichte Kalksteine und endlich die verschiedenen Varietäten der Schreibkreide an, deren Hauptmaterial aus feinen, erdigen Moleculen von kohlensaurem Kalk und mikroskopisch kleinen Foraminiferen besteht. Die weiße Schreibkreide gehört dort, wo sie überhaupt auftritt, einer der oberen Stufen der Kreideformation (Turon und Senon) an. Bei Mastricht auf der belgisch-holländischen Grenze wird dieselbe von einem lockeren und zerreiblichen Kalkgebilde überlagert, welches fast ausschließlich aus Fragmenten und feinem Schutt von Bryozoën, Foraminiferen, Echinodermen und Mollusken besteht und Kreidetuff genannt wird. In Dänemark tritt als oberstes Glied der Kreideformation eine wesentlich aus Korallenfragmenten zusammengesetzte Kreidebildung (Korallenkreide) auf. Die weiße Schreibkreide ist das Muttergestein der Feuersteine, welche in lagenweise geordneten, isolierten, bizarr geformten Knollen die oft außerordentlich gewundene Schichtung der Kreide andeuten und wie schwarze Perlschnuren auf dem weißen Grunde hervortreten, sich jedoch auch in Form zusammenhängender Lagen und Schichten einstellen.

Neben den sandigen und kalkigen Gebilden der cretacäischen Formation gewinnen auch Thone und Schieferthone eine größere Bedeutung, und zwar nicht allein ihrer bedeutenden Mächtigkeit wegen, sondern namentlich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen organischen Resten. Gewisse Schichtencomplexe und zwar vorzüglich der unteren Kreideformation (Wealdenthon, Hilsthon, Gault), bestehen fast ausschließlich aus derartigen Gesteinen. Wie die Sandsteine, Kalksteine und Mergel, sind auch sie sehr häufig glaukonitisch. Die glaukonitischen Gesteine der Kreide, namentlich der Glaukonitmergel, erhalten nicht selten einen hohen technischen Wert durch ihre Verwendbarkeit als ausgezeichnetes Düngemittel. Dies ist namentlich in New-Jersey der Fall, wo neben 6 bis 7 Procent Kalihaltendem Glaukonit nadelkopfgroße Körnchen von phosphorsaurem Kalk, sowie staubartige Teilchen von Vivianit in der feinerdigen kalkigen Mergelgrund-

masse auftreten, so dass die große Düngkraft dieser Glaukonitmergel auf ihrem Kali- und Phosphor- und kohlensauren Kalkgehalte beruht.

Unter den übrigen, ihrer Mächtigkeit nach untergeordneten, aber technisch nutzbaren Formationsgliedern der Kreide sind Steinkohlen und Eisenerze hervorzuheben. Erstere gewinnen, wenn man von einigen unbedeutenden Vorkommen bei Niederschöna in Sachsen (Cenoman), am Altenberg bei Quedlinburg (Senon), sowie Wenig-Rackwitz und Ottendorf in Schlesien absieht, namentlich als sogenannte Wealdenkohle für den Nordwesten Deutschlands Wichtigkeit, wo dieselben am Deister, Osterwald, in Bückeburg und Schaumburg das Object eines ausgedehnten Bergbaues sind. Die meisten dieser Kohlen zeigen die Eigenschaften einer echten bituminösen Steinkohle, sind jedoch nicht wie die der paläozoischen productiven Steinkohlenformation aus der Vermoderung von Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten, sondern aus der von Coniferen und Cycadeen hervorgegangen. Abbauwürdige Eisenerze der deutschen Kreideformation sind z. B. bei Peine in Hannover bekannt, wo zusammengeschwemmte, dem mittleren Gault entstammende, nuss- bis faustgroße Geschiebe von Brauneisenstein, die durch feineren Schutt desselben Erzes verbunden sind, eine der obersten Kreide angehörige, 4—5 m mächtige Lagerstätte bilden. Ganz ähnlich ist das Eisensteinvorkommen von Salzgitter, nur gehört es dem untersten Niveau der Kreide, dem Neocom, an und besitzt 10—30 m Mächtigkeit. Es besteht aus erbsen- bis nussgroßen Kügelchen nebst größeren scharfkantigen und eckigen Stücken von Brauneisenerz. Dieselben stammen, wie die zahlreich zwischen ihnen vorkommenden abgeriebenen und gerollten jurassischen Versteinerungen beweisen, von den Sphärosideritnieren des Lias und Doggers ab, welche durch das Neocom-Meer zusammengeschwemmt und durch gegenseitige Reibung zerkleinert und abgerundet wurden. Auch an anderen Localitäten (so namentlich am Nordabfalle der Karpathen) umschließt die unterste Kreide zusammenhängende Flötze oder lagenweise neben einander liegende Concretionen von Brauneisenstein. Phosphoritknollen finden sich in sämtlichen Unterabteilungen der Kreideformation, z. B. des Hügellandes am nördlichen Harzrande (Halberstadt-Peine-Braunschweig), sowie in der russisch-baltischen Kreidezone, auf primärer und secundärer Lagerstätte *).

Paläontologischer Charakter der Kreide. An vegetabilischen Überresten ist die Kreideformation als eine größtenteils marine Bildung im allgemeinen arm, nur einige wenige Horizonte des gesamten Schichtensystemes und einzelne seiner Verbreitungsgebiete sind reich an Pflanzenresten. Nach diesen zu urteilen, schloss sich der Gesamtcharakter der cretacäischen Flora

*) H. Crd. Die Phosphoritknollen etc. Abh. d. kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. XXII. No. 1. Leipzig, 1895.

während der ersten Hälfte der Kreideperiode innig an den der jurassischen an. Es sind dieselben Geschlechter der Farne, Cycadeen und Coniferen, welche aus dem Jura, ja bereits aus dem Rhät bekannt sind. Zu ihnen gesellen sich jedoch sowohl in Südeuropa (Portugal), wie auch, und zwar namentlich, auf dem nordamerikanischen Continente (hier in der dem Neocom und Gault entsprechenden Potomac-Gruppe) bereits zahlreiche Gattungen und Arten von Laubbölzern, so *Sassafras*, *Ficus*, *Quercus*, *Salix*, *Populus*, *Laurus* u. a., ferner eine Anzahl ausgestorbener, aber an heute lebende Geschlechter erinnernder, noch wenig scharf ausgeprägter Formen. Fast überall in der alten Welt hingegen erscheinen Laubbölzer erst in der oberen Kreide (im Cenoman) und zwar mit den Blättern von *Credneria* (Fig. 463), *Salix*, *Acer*, *Quercus*, *Ficus*, *Laprus*, *Sassafras*, *Magnolia* u. a., während zugleich die Farne sparsam werden und Cycadeen und die rein tropischen Formen der Coniferen mehr und mehr zurücktreten. Berühmte Fundorte von Angiospermen innerhalb der europäischen oberen Kreide sind Haldern und Legden in Westfalen, Niederschöna in Sachsen, Perutz u. a. O. in Böhmen, Kieslingswalde in Schlesien, Blankenburg und Quedlinburg am Harz, Aachen in Rheinpreußen.

Es wurde oben betont, dass die Kreideformation wenigstens innerhalb Europas eine fast ausschließlich marine Bildung sei; wie jedoch später eingehender gezeigt werden wird, ist der normale marine Schichtencomplex der Kreideformation nicht in allen Verbreitungsgebieten derselben zur Ausbildung gelangt, vielmehr wird ihr unterster Horizont in verschiedenen Gegenden durch eine Sumpf- und Brackwasserbildung, die Wealdenformation, ersetzt. Die Einleitung zu einer solchen erblickt man bereits in den Hebungen, die sich local am Ende der Jurazeit auf dem jurassischen Meeresgrunde bethätigten, und durch welche die Brackwasserbildungen des Purbeck (siehe S. 598) bedingt wurden. Infolge dieser Niveauveränderungen wurde das mit Purbeckablagerungen bedeckte Areal zu einem morastigen, lagunenreichen Küstenstriche gehoben und erzeugte auf diesem eine üppige Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, welche das Material

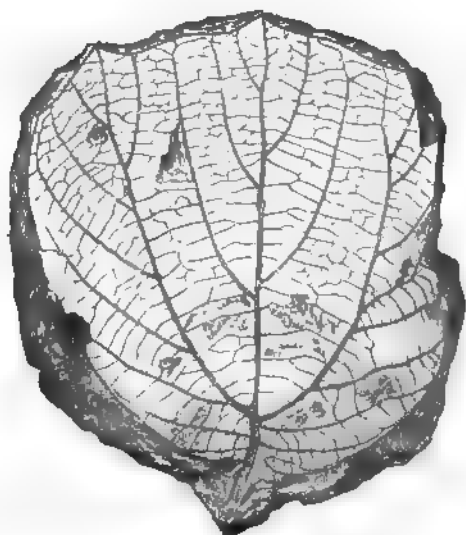


Fig. 463. *Credneria triacuminata* Hempt.
Obere Kreide.

der Wealdenkohle lieferten, und deren wohlerhaltene Reste uns in den die Flötze begleitenden Schieferthonen überliefert worden sind, genau wie es in der productiven Steinkohlenformation der Fall ist (siehe S. 478). Bei Besprechung der Wealdenflora wird gezeigt werden, dass sie sich eng an die des Jura anschließt.

Die Hauptmomente der Entwicklung des tierischen Lebens im Verlaufe der Kreideformation sind folgende. Die Foraminiferen erscheinen in enormer Anzahl, nehmen einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der weißen Schreibkreide und sind überhaupt in den obersten Niveaus der Formation sehr häufig. Die Glaukonitkörner, welche manche Sandsteine, Mergel und Kalksteinschichten ganz ausfüllen, sind zum Teil nichts als die Steinkerne von Foraminiferen. Neben einer Unzahl mikroskopischer Formen fallen zahlreiche Vertreter der Geschlechter *Textularia*, *Fronicularia*, *Nodosaria*, *Siderolithes*, *Orbitulina* durch die Zierlichkeit ihres Baues ins Auge. Daneben erscheinen *Globigerina*, *Orbitoides*, *Miliola*, *Nonionina* und *Operculina*. Die Spongien erhalten einen noch größeren Formenreichtum wie die der Jurazeit. Vorzüglich besitzen die Hexactinelliden und Lithistiden in der oberen Kreideformation Repräsentanten von außerordentlich zierlicher und gefälliger Gestalt, so namentlich das schirmartige *Coeloptychium*, ferner *Ventriculites*, *Coscinopora*, *Siphonia*, *Jerea* u. a. Die Korallen kommen verhältnismäßig weniger zur Geltung als im Jura; ausgedehnte Korallenriffe und -bänke, wie sie für diese Formation bezeichnend sind, sind auf die oberste Stufe der dänischen Kreide (Korallenkalke von Faxe) und auf die alpinen Gebiete beschränkt. Die vorkommenden Arten gehören vorzüglich den Geschlechtern *Cyclolites*, *Micrabacia*, *Trochomilia*, *Heterocoenia*, *Astrocoenia*, *Latimaeandra*, *Calamophyllia*, *Thamnastraea*, *Cladocora*, *Heliopora* u. a. an. Die Echiniden erreichen in der Kreide das Maximum ihrer Entwicklung durch eine sehr reichhaltige Entfaltung ihrer Genera, Species und Individuen, namentlich der bilateral-symmetrischen Seeigel und unter diesen vorzüglich der Holasteriden und Spatangiden. Die Gattungen *Ananchytes*, *Galerites*, *Discoidea*, *Holaster*, *Epiaster*, *Hemiaster*, *Micraster* und *Toxaster*, ferner die regulären *Salenia*, *Cidaris*, *Pseudodiadema* und *Cyphosoma* gehören zu den charakteristischsten Formen. Unter den Crinoiden besitzt *Marsupites* für die obere Kreide besondere Bedeutung.

Die Brachiopoden sind noch durch so zahlreiche Formen in der Kreide vertreten, dass sich beim Vergleiche derselben mit denen des Jura eine Abnahme ihrer Zahl kaum wahrnehmen lässt. Ihre Gattung *Rhynchonella* produciert ebenso zahlreiche wie riesige Arten, die von einer Schar Varietäten umgeben sind; *Terebratula*, *Terebratella*, *Magas*, *Megerlea*, *Lyra*, *Trigonosemus*, *Crania*, *Thecidea* besitzen ebenfalls größere Häufigkeit. Die korallenähnlichen Stöcke der Bryozoen liefern einen staunenswerten Reichtum an Formen und spielen dadurch eine besonders wichtige Rolle,

dass sie in manchen Niveaus der Kreide (Kreidetuff von Mastricht und New-Jersey) das fast ausschließliche Schichtenmaterial geliefert haben. Von den Zweischalern liefern neben *Ostrea* sowohl *Exogyra* wie *Gryphaea* eine Anzahl Leitfossilien; ähnliches gilt von *Pecten* und *Trigonia*. Zu den wichtigsten Kreidezweischalern aber gehören die zahlreichen Arten von *Inoceramus*, über deren Verbreitung in den einzelnen Stufen der nord-deutschen Kreide C. Schlüter*) nachstehende tabellarische Übersicht

Art der Inoceramen	Neocom	Gault	Cenoman	Turon	Eocen Mergel	Quadraten- kreide	Maastricht- kreide
<i>In. Ewaldi</i> Schlüt.	—	+					
<i>In. concentricus</i> Park.	—	+					
<i>In. sulcatus</i> Park.	—	+					
<i>In. orbicularis</i> Munst.	—	—	+				
<i>In. virgatus</i> Schlüt.	—	—	+				
<i>In. labiatus</i> Schloth.	—	—	—	+			
<i>In. Brougniarti</i> Sow.	—	—	—	+			
<i>In. inaequalis</i> Schlüt.	—	—	—	+			
<i>In. latus</i> Sow.	—	—	—	+			
<i>In. cuneatus</i> d'Orb.	—	—	—	+			
<i>In. undulatus</i> Mant.	—	—	—	+			
<i>In. Cuvieri</i> Sow.	—	—	—	+	+		
<i>In. involutus</i> Sow.	—	—	—	—	+		
<i>In. digitatus</i> Sow.	—	—	—	—	+		
<i>In. radians</i> Schlüt.	—	—	—	—	+		
<i>In. gibbosus</i> Schlüt.	—	—	—	—	+		
<i>In. cardissoides</i> Goldf.	—	—	—	—	—	+	
<i>In. lobatus</i> Munst.	—	—	—	—	—	+	
<i>In. Crispii</i> Mant.	—	—	—	—	—	+	+

gibt. Höchst charakteristisch sind ferner für die Kreide die Hippuriten oder Rudisten und ihre Verwandten (*Hippurites*, *Sphaerulites*, *Radiolites*, *Caprotina*, *Caprina*), von denen jedes einzelne Individuum ein Beweismittel für cretaceisches Alter ist. Dieselben füllen mit ihrer wuchernden, fast bis zum Ausschluss aller anderen organischen Formen gehenden Üppigkeit der Individuen namentlich die nach ihnen genannten Caprotinen- und Hippuritenkalke des südlichen Europas und Amerikas an. Eine besondere Bedeutung für die Kreideperiode besaßen die Ammoniten und Belemniten**),

*) Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 735; — n. Palaeontographica 1877.

**) C. Schlüter. Die Cephalopoden d. oberen deut. Kreide. Kassel 1871 bis 1877; sowie Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457. — M. Neumayr. Die Ammoniten der Kreide. ebend. S. 854.

welche erstere im Verlaufe derselben zu einer großartigen, aber ganz eigentümlichen Entfaltung gediehen, am Schlusse derselben aber gänzlich erloschen. Die bis dahin spiralig in einer Ebene eingewickelten Gehäuse winden sich spiralig im Raume (Turrilites), strecken sich geradlinig (Baculites), krümmen sich bogen-, haken- oder krummstabähnlich (Toxoceras, Scaphites, Hamites, Ptychoceras) oder ziehen sich wenigstens so aus einander, dass ihre einzelnen Umgänge sich nicht mehr berühren (Crioceras, Ancyloceras). Von den normal eingerollten Ammoniten gehören Hoplites, Desmoceras, Acanthoceras, Schloenbachia, Pachydiscus und Phylloceras zu den verbreitetsten Geschlechtern. Dieser ganze Formenreichtum, sowie die Fülle der Belemniten erlischt mit der Kreide, — die Familie der Belemniten mit den eigentümlichen Gattungen Belemnitella und Actinocamax.

Von Crustaceen treten in der Kreideperiode neben langschwänzigen Decapoden (z. B. Glyphaea, Calianassa, Podocrates, Hoploparia) und Cirripedien (z. B. Scalpellum und Pollicipes) die ersten echten Krabben auf.

Fischreste sind in der Kreide ziemlich häufig. Sie gehören vorzugsweise den Knorpelfischen an, von welchen namentlich die breiten Mahlzähne von Ptychodus (Fig. 464) Interesse verdienen, weil sie nur aus der Kreide

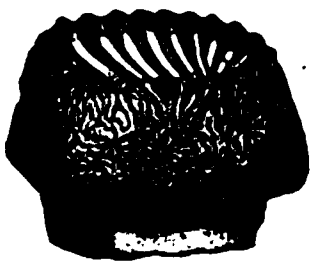


Fig. 464. *Ptychodus latissimus* Ag.

bekannt sind. Die scharfen, schneidigen und spitzen Haifischzähne, die sich an manchen Aufschlusspunkten der Kreide nicht selten finden, stammen von den Geschlechtern Lamna, Oxyrhina, Otodus und Corax. Die bis dahin so gewöhnlichen Ganoiden haben rasch abgenommen und sind auf wenige Arten beschränkt, dahingegen erscheinen Vertreter der in der Jetztwelt

dominierenden Cycloid- und Ctenoidschupper, also der echten Knochenfische, zuerst in größerer Häufigkeit und Mannigfaltigkeit. Berühmte Fundstellen sind die Baumberge bei Münster und Sendenhorst (Agassiz, v. d. Mark, Schlüter, Palaeontographica 1863 und 1868). Reste von Reptilien sind in der Kreideformation seltener als im Jura, wo ihre Blütezeit war. Es zeigen sich noch einige Nachzügler von Plesiosaurus, Ichthyosaurus und Pterodactylus, dagegen sind Crocodilier und Schildkröten häufig. Zu ihnen gesellen sich Mosasaurus und Liodon, riesige, langgestreckte, fast schlangenähnliche Meeressaurier. Die Dinosaurier sind in Europa durch riesige Arten von Iguanodon, Hylaeosaurus, Hadrosaurus und Megalosaurus vertreten.

Von Vögeln sind bis jetzt in der europäischen Kreide nur seltene und geringfügige Reste (in England Enaliornis, in Schonen Scaniornis, in Böhmen Cretornis) gefunden. Um so wichtiger ist die reiche Ausbeute an Vogelresten, welche Marsh in der Kreide von Nordamerika, und zwar von Kansas gemacht hat*). Die cretaceischen Vögel von Kansas tragen sämtlich Zähne

*; O. C. Marsh. Odontornithes. A Monograph on the extinct toothed birds of

in den Kiefern und wurden deshalb Odontornithen genannt. Von diesen war *Hesperornis* (Fig. 465) ein Schwimmvogel mit nur stummelförmigen Vorderextremitäten und deshalb ohne Flugvermögen, also eine Ratite, jedoch die langen, schmalen Kiefer mit scharfen, gekrümmten Zähnen, welche in einer fortlaufenden Rinne stehen. Mit ihr ist *Coniornis* nahe verwandt. *Ichthyornis*, eine mövenähnliche *Carinata*, besaß ausgezeichnetes Flugvermögen, Zähne in getrennten Höhlen und biconcave Wirbel wie bei Fischen und gewissen Reptilien (Fig. 466 a, b, c).

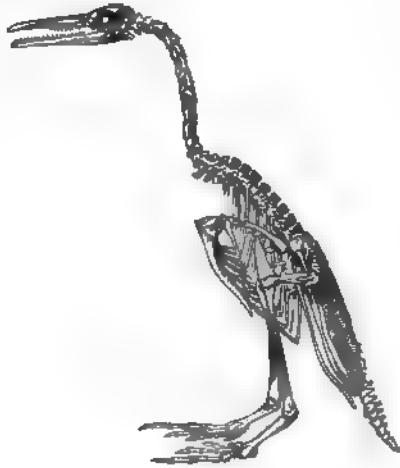


Fig. 465. *Hesperornis regalis* Marsh.

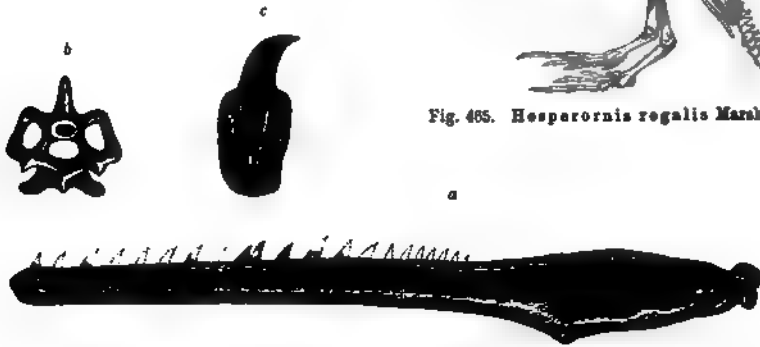


Fig. 466 a u. b. *Ichthyornis dispar* Marsh.
a Linker Unterkiefer; b einzelner Wirbel; c Zahn von *Hesperornis*.

Die Säugetiere sind auch noch in der Kreide ausschließlich durch kleine Beuteltiere vertreten, so namentlich in den obercretaceischen Schichten des Westens von Nordamerika.

Südliche und nördliche Kreidefacies. Ganz abgesehen von der doppelten, bald rein marinen, bald limnischen oder terrestren Ausbildung der untersten Kreide als Neocom und Wealden und der dadurch bedingten Verschiedenartigkeit der Faunen und Floren dieser Schichtencomplexe, zeigt es sich, dass die Kreideformation als Ganzes betrachtet in zwiefacher Weise, und zwar in ihren südlichen Territorien ganz anders wie in ihren nördlichen, zur Entwicklung gelangt ist, indem ihr paläontologischer Charakter, ähnlich wie dies nach Neumayr u. A. bereits bei der Juraformation

der Fall war (s. S. 603), in Folge von klimatischen Verschiedenheiten einen diesen Klimazonen entsprechenden verschiedenartigen Habitus aufweist. Der Hauptunterschied beider Faunen beruht darin, dass in die Kreide des Südens die fast ausschließliche, aber um so mannigfaltigere und großartigere Entwicklung der merkwürdigen Familien der Rudisten und Caprotinen fällt, welche der Norden weit kümmerlicher hervorgebracht hat, so das Senon Westfalens, des Harzrandes, des südlichen Schwedens, das sächsisch-böhmische Turon und Cenoman. Der Reichtum der südlichen Kreide an Hippuriten ist ein erstaunlicher und übertrifft fast den der Korallen im Jura, indem erstere ähnlich wie diese ganz gewaltige Complexe von felsbildenden Kalksteinbänken zusammensetzen. Zu ihnen gesellen sich riffbauende Korallen und Gastropoden (*Nerinea*, *Actaeonella*), ferner die aus dem Jura heraufsteigenden Ammonitengeschlechter *Lytoceras*, *Phylloceras* und *Haploceras*, sowie die sog. Kreide-Ceratiten (*Buchiceras*), welche der nördlichen Kreide meist fremd sind. Die letztere zeichnet sich im Gegensatze zu der südlichen durch die Mannigfaltigkeit der Formen und die große Anzahl der Individuen von Ammoniten und Belemniten sowie von Inoceramen aus. Die Verbreitzungszone der Kreide mit südlichem Habitus erstreckt sich von Portugal durch die Pyrenäen, das südliche Frankreich beide Seiten der Alpen entlang, durch Nordafrika, Palästina, Syrien, Kleinasien und von da östlich bis Afghanistan und Indien, — die der nordischen Kreide von England durch Nordfrankreich und Norddeutschland, sowie das südliche Schweden. Ebenso sind in Amerika die Hippuritenkalke auf Columbia, Mexiko, Westindien, Alabama und Texas beschränkt, während sie weiter nördlich, in California, Nevada, Dakota, Kansas, Tennessee und New-Jersey fehlen.

Gliederung der Kreideformation. Wesentlich nach dem Vorgange d'Orbigny's gliedert man die Kreide in folgende Hauptabteilungen:

II. obere Kreide

- 3. Senon,
- 2. Turon,
- 1. Cenoman,

I. untere Kreide

- 2. Gault,
- 1. Neocom oder Hils, nebst Wealden.

I. Die untere Kreide.

1. Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Im nordwestlichen Deutschland besteht der Hils aus Kalksteinen, Conglomeraten und Thonen (Hilsthonen), welche jedoch auch, so z. B. am Teuto-

burger Walde und in den Gildehäuser Bergen, durch Sandsteine vertreten sein können (diese oft reich an Nadeln von Kieselspongien), in Österreich, Oberschlesien aus Mergelschiefern mit untergeordneten, dünngeschichteten Kalksteinen, in England und im nördlichen Frankreich aus glaukonitischen Mergeln und Sandsteinen (lower greensand), sowie aus graublauen Thonen. In diese Stufe gehören auch die z. T. 30 m mächtigen Eisensteinablagerungen von Salzgitter. Das Neocom wird in fast allen seinen Verbreitungsgebieten durch folgende organische Reste kenntlich gemacht: *Toxaster*

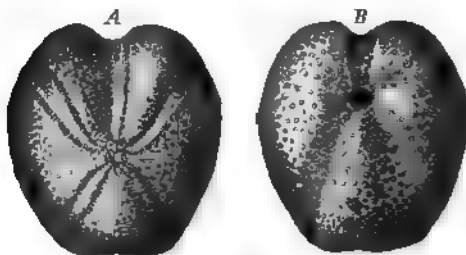


Fig. 467. *Toxaster complanatus* Ag.
A von oben; B von unten

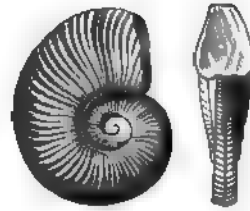


Fig. 468. *Ammonites (Hoplites) noricus* Schloth.

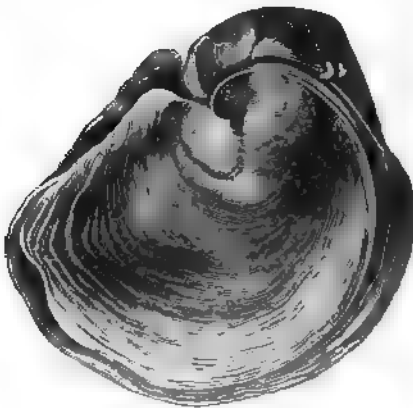


Fig. 469. *Exogyra sinuata* Sow.



Fig. 470. *Crioceras Duvali* Lév.

Aus dem Neocom.

complanatus Ag. (Fig. 467), *Pyrina pygaea* Desh., *Terebratula oblonga* Sow., *Rhynchonella depressa* Sow., *Terebratula tamarindus* Sow., *Exogyra Couloni* d'Orb. (= *Exog. sinuata* Sow.) (Fig. 468), *Pecten crassitesta* Röm., *Avicula macroptera* Sow., *Thracia Phillipsi* Röm., *Belemnites subquadratus* Röm., *Bel. jaculum* Phil. (= *pistilliformis* d'Orb.), *Ammonites (Hoplites) noricus* Schloth. (Fig. 469), *Amm. (Hoplites) radiatus*, *Amm. (Olcostephanus) asterianus* d'Orb., *Crioceras Duvali* Lév. (Fig. 470).

Das oberste Niveau des Neocom repräsentieren die Thone mit *Crioceras Emerici* Lév. (Crioceras-Schichten).

In den Bemerkungen über den Purbeck und über den paläontologischen Charakter der Kreide (S. 598 und 645) ist bereits betont worden, dass am Ende der Juraperiode größere Regionen des damaligen Meeresgrundes über den Spiegel der See gehoben wurden, ein Vorgang, welcher zunächst die Brackwassergebilde des Purbeck producierte und in seinem weiteren Verlaufe die Ablagerung derjenigen Delta- und Morastbildungen bedingte, die wir Wealdenformation nennen.

Die Wealdenformation überlagert concordant die obersten, selbst bereits limnischen Schichten des Jura, den Purbeck (S. 598), und wird von den Thonen und Sandsteinen der mittleren und oberen Stufen des marinen Neocom bedeckt (Fig. 471). Sie ist also ein Äquivalent und zwar wesent-

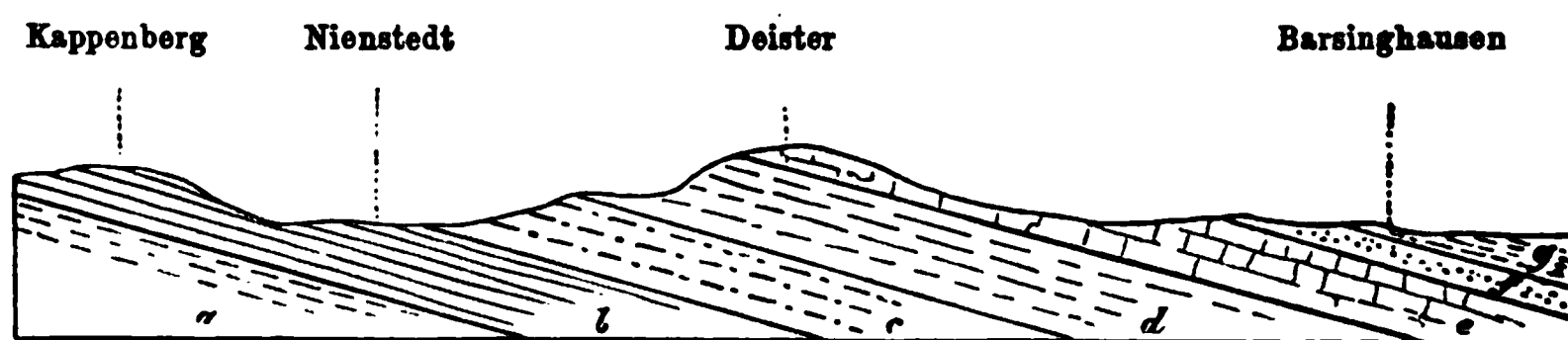


Fig. 471. Profil durch den Purbeck und Wealden des westlichen Deisters.
Nach Heinrich Credner.

<i>g</i> Hilsthon; marines Neocom	<i>d</i> Serpulit	} Purbeck
<i>f</i> Wealdenthon	<i>c</i> Mündel Mergel	
<i>e</i> Wealdensandstein	<i>b</i> Eimbeckhäuser Plattenkalke	
	<i>a</i> Kimmeridge und Portland.	

lich eine Deltafacies des unteren Neocom, die in Folge einer nach ihrer Ablagerung eingetretenen Senkung unter den Meeresspiegel wieder von den marinen Sedimenten des jüngeren Neocom überlagert wurde. In allen denjenigen Arealen, wo keine Hebungen des Meeresgrundes stattfanden, ist die Wealdenformation natürlich nicht zur Ablagerung gelangt, vielmehr hat die Bildung mariner Sedimente ihren ununterbrochenen Fortgang genommen, — eine Erscheinung, für die wir bereits in der carbonischen und permischen Formation ein Analogon besitzen, wo z. B. im Westen Nordamerikas auf den unteren der obere Kohlenkalk und auf diesen direct der Zechsteinkalk folgt, während an anderen Punkten, an denen eine Oscillation des Meeresbodens stattfand, die Land- und Sumpfbildung der productiven Steinkohlenformation zwischen die marinen Complexe des unteren Kohlenkalkes und des Zechsteines zwischengelagert ist. Die Aufeinanderfolge der aus ähnlichen geologischen Vorgängen resultierenden Schichtensysteme des obersten Jura und der untersten Kreide ist demnach von unten nach oben gelesen:

Rein marine Gebilde	Durch limnische und terrestre Gebilde unterbrochene marine Schichtenreihe
Oberes Neocom	Hilsthon, marin
Unteres Neocom	Wealdenthon, brackisch
	Wealdensandstein und -kohle, Sumpf- und Landbildung
Portland	Purbeck, brackisch
	Unterer Portland, marin

Die echte Wealdenformation ist nur in zwei Districten bekannt, in England (Kent, Sussex, Essex), von wo aus sie nach Belgien und Frankreich in die Umgebung von Boulogne übersetzt, und im nordwestlichen Deutschland, wo sie in dem Landstriche zwischen Helmstädt im Herzogtum Braunschweig und Bentheim, nahe der holländischen Grenze, an sehr vielen Punkten zu Tage ausgeht und namentlich an der Zusammensetzung des Deister, Osterwald, Süntel, der Bückeburger Berge, des Teutoburger Waldes einen wesentlichen Anteil nimmt.

Die Wealdenformation besteht aus zwei Gliedern, einem unteren sandigen und einem oberen thonigen. Das erstere wird in Deutschland als Wealden- oder Deistersandstein, in England als Hastingssand, — das zweite als Wealdenthon oder Wealdclay bezeichnet.

Der deutsche Wealdensandstein oder Deistersandstein, ein lichtgelber oder graulicher, feinkörniger Sandstein, bildet in zum Teil über 3 m starken Bänken einen bis 180 m mächtigen Schichtencomplex, aus welchem in zahlreichen Steinbrüchen ein ausgezeichnetes Baumaterial gewonnen wird. In ihnen eingeschaltet treten neben zahlreichen Lagen von dunklen Schieferthonen, welche zum Teil von Pflanzenresten angefüllt sind, z. B. am Deister 15 Flötze von mehr oder weniger reiner, bituminöser, schwarzer, stark glänzender Steinkohle auf, welche der Mehrzahl nach nur 0,07 bis 0,20 m mächtig sind, während andere 1, ja über 2 m Mächtigkeit erreichen und deshalb Abbauwürdigkeit besitzen, so dass auf ihnen (so am Osterwald, am Deister, bei Obernkirchen, bei Borgloh) ein ziemlich bedeutender Bergbau umgeht. Diese Kohle ist zweifelsohne von denselben Coniferen, Cycadeen und Farnen gebildet worden, deren Überreste so häufig in den sie begleitenden Schieferthonen vorkommen.

Nach Schenk besteht die Vegetation des deutschen Wealden ausschließlich aus Gefäßcryptogamen und Gymnospermen, während Dicotyledonen noch vollständig fehlen. Die Gefäßcryptogamen gehören den Equisetaceen, Farnen und Marsiliaceen an, von welchen die ersteren durch Equisetum, die Marsiliaceen durch Jeanpaulia, die Farne ebenfalls durch Gattungen, welche bereits für das Rhät, den Lias, den braunen und weißen Jura charakteristisch waren, so durch Baiera, Oleandridum, Laccopteris,

Sagenopteris, Dictyophyllum repräsentiert sind. Eine ebenso scharf ausgeprägte Verwandtschaft mit rhätischen und jurassischen Formen, wie bei den Farnen, tritt bei den Cycadeen des Wealden in einer Anzahl Anomozamites-, Pterophyllum-, Podozamites-Arten hervor. Die Coniferen treten, was ihre Artenzahl betrifft, im Vergleiche mit Farnen und Cycadeen stark in den Hintergrund, wenn sie ihnen auch an Individuen-Reichtum nur wenig nachstehen, indem sie einen Hauptanteil an der Bildung der Wealdenkohle genommen haben. In dieser Beziehung ist namentlich Abietites Linki Röm. zu nennen. Der Gesamtcharakter der Wealdenflora ist nach dem oben Gesagten als ein ausgesprochen jurassischer zu bezeichnen. In Deutschland stellt sich erst in der oberen Kreideformation eine vollständige Änderung derselben ein; es erscheinen die Dicotyledonen (s. S. 615), — Farne und Gymnospermen treten dann gegen dieselben zurück.

Von Tierresten sind Cyrena-, Paludina-, Cypris-Arten, ferner Fragmente von Lepidotus (Lep. Mantelli Ag.) und Sphaerodus am häufigsten; zu ihnen gesellen sich einige Schildkröten, Crocodilier (Pholidosaurus), Plesiosaurier und Dinosaurier (Iguanodon, Megalosaurus, Stenopelix). Von letzteren stammen auch die bei Bad Rehburg und Obernkirchen vorkommenden Fährten*).

Der Deistersandstein wird von der zweiten Etage der Wealdenformation, dem Wealdenthone, in 20 bis 80 m Mächtigkeit überlagert (Fig. 471). Es sind dunkelgraue, dünngeschichtete, magere Schieferthone mit schwachen, sehr regelmäßigen Lagen von sandigem Kalksteine. Letztere zeichnen sich durch ihren erstaunlichen Reichtum an Cyrenen, Cyclas, Corbula, Paludinen und Melanien, manche der Schieferthone und Mergel durch die Menge der Cypris- und Unio-Individuen aus, welche sie bergen. Die charakteristischsten Vertreter dieser echten Brackwasserfauna sind: Cyrena ovalis Dunk., Unio Waldensis Mant. (Fig. 472), Melania strombiformis Schloth. (Fig. 473), Paludina fluviorum Mant., Cypris Waldensis Sow. (Fig. 474).

In den oberen Grenzsichten des Wealdenthones finden sich in Folge der beginnenden Senkung unter den Meeresspiegel z. T. mit brackischen Conchylien des Wealden gemischt (so in der Hilsmulde, bei Rheine), z. T. in selbständigen Einlagerungen (so bei Borgloh) Leitfossilien des Hilsthones, also des marinen Neocom**).

In Belgien sind in dem Wealdenthon, welcher bei Bernissart eine grabenförmige Verwerfung ausfüllt, mehrere fast vollkommene Skelette von Iguanodon (Fig. 475) entdeckt worden. Diese riesigen (3—4 m hohen) pflanzenfressenden Dinosaurier bewohnten die damaligen Waldungen, gingen

* E. Koken. Dinosaurier, Crocodilier und Sauropterygier des norddeut. Wealden. Pal. Abh. III. H. 5. Berlin 1887 und VII. H. 2. 1896.

** C. Gagel. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1893. S. 158. — G. Müller, ebend. 1895. S. 60.

wie die Vögel auf gewaltigen dreizehigen Hinterbeinen, während die fünf-fingerigen Vorderextremitäten sehr kurz waren und zum Ergreifen von Ästen und Wedeln dienten. Der kolossale Schwanz diente als Stütze beim Gehen. Die Zähne sind spatelförmig, zweischneidig und an beiden Rändern scharf gekerbt (Fig 473 A und B).

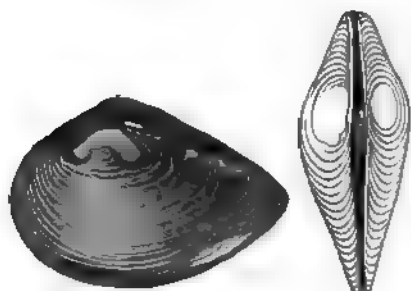
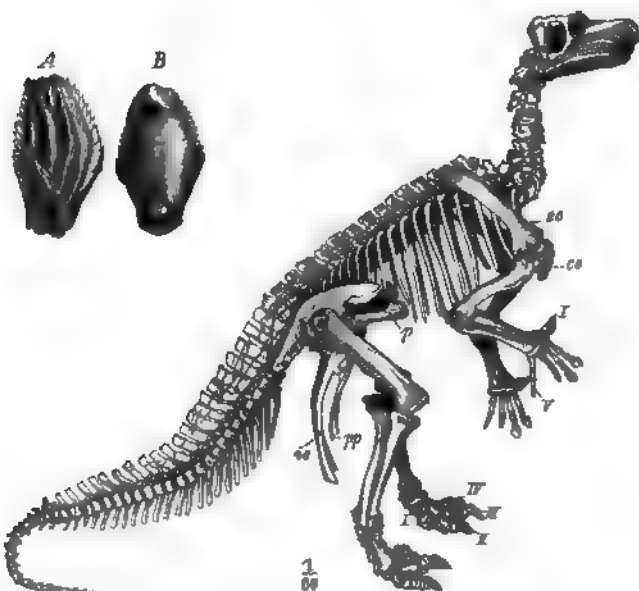
Fig. 472. *Unio Waldensis* Mant.Fig. 473. *Melania strombiformis* SchlothFig. 474. *Cypris Waldensis* Sow. Vergrößert und in natürlicher Größe.

Fig. 475. *Iguanodon Mantelli* Ow. aus dem belgischen Wealdenthon. Nach *Dollo*.
 sc = Scapula; co = Coracoid; p = Pubes; pp = Postpubes; is = Ischia.
 A u. B = Zähne (A von außen; B von innen).

Aus dem Wealden.

In England wird die untere Etage der Wealdenformation, wie bereits hervorgehoben, von Hastingssand gebildet. Es sind dies eisenschüssige Quarzsande und Sandsteine, welche mit Thonen und Mergeln wechsellagern, in denen jedoch eigentliche Steinkohlen wie in Deutschland nicht vorkommen. Dahingegen umschließen sie verkohlte Pflanzenreste, ferner zahlreiche Süßwasser- und Brackwassermollusken aus den Geschlechtern *Cyrena*, *Cyclas*, *Unio*, *Paludina*, *Melania*, namentlich aber die Reste von Fischen (*Lepidotus*), Schildkröten (*Emys* und *Trionyx*) und Reptilien, unter denen sich diejenigen von *Iguanodon* durch ihre Größe auszeichnen. Auf den Hastingssandstein folgt der Wealdclay, graue fette Thone und untergeordnete Kalksteine mit spatelförmigen Zähnen und Knochenfragmenten von *Iguanodon*, sowie mit *Cypris* und *Paludina*, welche letztere manche Schichten ganz ausschließlich zusammensetzen.

In Nordamerika hat man als ungefähre und zwar ebenfalls Kohlenflötze und Landpflanzen führende Äquivalente der Wealdenformation die Potomac-Gruppe von Maryland und Virginia, die Great-Falls-Gruppe von Montana und die Kootanie-Gruppe von Canada angesprochen. Unter diesen erhält die Potomac-Gruppe dadurch besondere geologisch-paläontologische Bedeutung, dass sie neben Equiseten, Farnen, Cycadeen und Coniferen die ältesten bis jetzt bekannten Laubbölzer (S. 615) und zwar bereits in großer Artenzahl, wenn auch z. T. in noch wenig differenzierten Collectivformen enthält*). Auch die *Atlantosaurus*-beds am Ostabfalle der Rocky Mountains (s. S. 644) mit ihren riesigen Dinosauriern und winzigen Beuteltieren reichen vom Purbeck bis in das Niveau des Wealden.

2. Gault.

Die bis über 300 m mächtige Schichtenreihe des Gault besteht in Deutschland, England und Frankreich aus plastischen dunkelen, zum Teil glaukonitischen Thonen, mageren Schieferthonen und Mergeln, welche nur local von reinen oder mergeligen Kalksteinen, sowie von hellbraunen oder weißen Sandsteinen (bei Halberstadt, Goslar) verdrängt werden**). Als letztes Glied des deutschen Gault erscheint fast überall der Flammenmergel, ein heller, von dunkelen Flammen und Streifen durchzogener Mergel mit *Aucella* (*Avicula*) *gryphaeoides*. Im allgemeinen ist an der Fauna des Gault ihr großer Reichtum an Belemniten und Ammoniten und zwar sowohl an echten Ammoniten, wie an deren Nebenformen bemerkenswert. Letztere kommen in besonderer Mannigfaltigkeit der Gestaltung und Menge der Individuen im unteren Gault (Aptien) vor und gehören den Geschlechtern

* Fontaine. The Potomac or younger mesozoic flora. Monogr. U. St. geol. Surv. Vol. XV. 1889. — Feistmantel. Älteste Dicotyledonen. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 27. — Newberry. Am. Journ. of Sc. XVI. 1894. S. 494.

** G. Maas. Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 227.

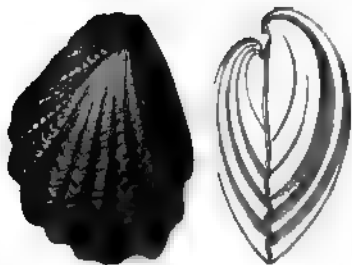


Fig. 476. *Inoceramus sulcatus* Park.



Fig. 477. *Ammonites (Hoplites) auritus* Sow.



Fig. 478. *Toxoceras bituberculatum* d'Orb.



Fig. 479. *Ancyloceras Matheronianum* d'Orb.

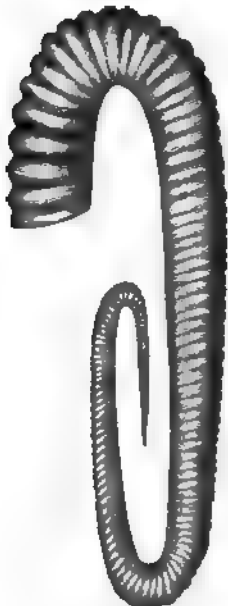


Fig. 480. *Hemites attenuatus* Sow.



Fig. 481. *Turrillites catenatus* d'Orb.



Fig. 482. *Belemnites Brunsvicensis* Stromb.

Aus dem Gault.

Hamites, Macroscaphites, Ancyloceras, Crioceras, Toxoceras (Fig. 478) und Turrilites (Fig. 484) an. Als ihre Hauptvertreter mögen hier Ancyloceras Ewaldi Dames, Hillsi und Matheronianum d'Orb. (Fig. 479), Anc. Bowerbanki Sow., Hamites attenuatus Sow. (Fig. 480), angeführt werden. Von Ammoniten sind Ammonites (Placentoceras) nisus d'Orb., Amm. (Schloenbachia) inflatus Sow., Amm. (Desmoceras) Mayorianus d'Orb., Amm. (Hoplites) auritus Sow. (Fig. 477), Amm. (Acanthoceras) Milletianus d'Orb. zu erwähnen, während von Belemniten für den deutschen Gault vier Arten: Belemnites Brunsvicensis Stromb. (Fig. 482), Bel. Ewaldi Stromb., Bel. Strombecki Müll. und Bel. minimus List. deshalb besondere Wichtigkeit besitzen, weil sie vier aufeinander folgende Niveaus einnehmen (siehe unten) und deshalb vorzügliche Orientierungsmittel abgeben*). Von Zweischalern und Brachiopoden sind für den Gault charakteristisch: Terebratula Moutoniana d'Orb., Inoceramus sulcatus (Fig. 476) und concentricus Park., Avicula aptiensis d'Orb., Trigonia caudata Ag.

Specielle Gliederung der norddeutschen unteren Kreide; nach v. Strombeck; ergänzt nach G. Müller l. c.

II. Gault.

3. Oberer Gault. Zone des Belemnites minimus;

b. Flammenmergel, hellgraue, dunkelgefleckte und geflammte Thone und Mergel mit Ammonites inflatus, A. lautus, A. auritus und Avicula gryphaeoides.

a. Minimus-Thon, grüngraue Thone mit Belemnites minimus und Ammonites interruptus.

2. Mittlerer Gault. Zone des Belemnites Strombecki;

b. Graue plastische Thone mit Ammonites tardefurcatus.

a. Graue schieferige Thone mit Ammonites Milletianus und viel Concretionen von Thoneisenstein und Phosphorit.

1. Unterer Gault. Zone des Belemnites Ewaldi;

e. Gargas-Mergel; weiße Mergel mit Belemnites Ewaldi, Ammonites nisus, Toxoceras Royerianum.

d. Thone mit Ammonites Martini und Ancyloceras Hillsi;

Zone des Belemnites Brunsvicensis;

c. Thone mit Ammonites Deshayesii.

b. Thone mit Ancyloceras gigas.

a. Speeton-Thon mit Belemnites Brunsvicensis, Ammonites venustus, Ammonites nisus.

I. Hils.

2. Oberer Hils.

b. Crioceras-Schichten, phosphoritführende Thone mit Crioceras Emerici, Ancyloceras simplex, Belemnites Brunsvicensis, Thracia Phillipsi, Pecten crassitesta, Exogyra Couloni.

* G. Müller. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 95.

a. Zone des *Belemnites jaculum* = *pistilliformis**).

Mergel und Thone mit *Bel. jaculum*, *Crioceras capricornu*, *Amm. noricus*, *Thracia Philippi*, *Exogyra Couloni*, *Glyphaea ornata*. Obere Zone mit *Amm. Carteroni*.

4. Unterer Hils. Marine Facies: Zone des *Belemnites subquadratus*.

Kalke, Mergel, Thone, Kalk- und phosphoritführende Eisenconglomerate, sowie im Teutoburger Walde Hils sandsteine, mit *Rhynchonella depressa*, *Terebratula oblonga*, *Pyrina pygaea*, *Ostrea macroptera*, *Ammonites amblygonius*, *Amm. radiatus*, *Amm. bidichotomus*, *Bel. subquadratus*. Im oberen Complexe mit *Toxaster complanatus*. Bank mit *Aucella volgensis* und *Kayserlingi* (Salzgitter).

Die norddeutsche Wealdenbildung als Delta- und Ästuariefacies des unteren Hils.

Eine ganz ähnliche ist die Entwicklung der englischen und nordfranzösischen unteren Kreide.

Die südliche Facies der unteren Kreide. Der südlichen Klimazone der cretaceischen Periode gehören die unteren Kreidebildungen der Alpen, der Karpathen, Südfrankreichs, Spaniens, Italiens und Nordafrikas an. Im alpinen Teil Südfrankreichs und in den westlichen Kalkalpen trägt die unterste Stufe des Neocom (Berrias-Stufe; Zonen der *Terebratula diphyoides*, des *Belem. latus*, des *Amm. occitanus* und *Malbosi*) noch vollständig den Charakter einer Übergangsbildung zum oberen Jura, in welche noch eine Zahl von jurassischen Ammoniten unverändert emporsteigt. Auf sie folgt das Valenginien, ein Äquivalent des norddeutschen unteren Hils, und dann das Mittelneocom oder Hauterivien (der Spatangenkalk) mit *Toxaster complanatus*, *Amm. asterianus* und *Belemnites pistilliformis*, während das obere Neocom durch das Barrémien (in den Karpathen durch die Wernsdorfer Schichten) mit *Crioceras Emerici* und *Macroscaphites Yvanii* repräsentiert wird. An Stelle des letzteren, namentlich aber des unteren Gault (Aptien) sind im Schweizer Jura, in den Alpen, sowie in ganz Südeuropa und Nordafrika die Caprotinen- oder Schrattenkalke zur Entwicklung gelangt, mächtige, weiße Felsenkalke, z. T. reich an *Caprotina* (*Requienia*) *ammonia* Goldf. (Fig. 483) und an *Sphaerulites*, z. B. *Blumenbachi* und *erraticus*. Den allgemeinen Abschluss der unteren mediterranen Kreide bildet der ähnlich wie im Norden entwickelte

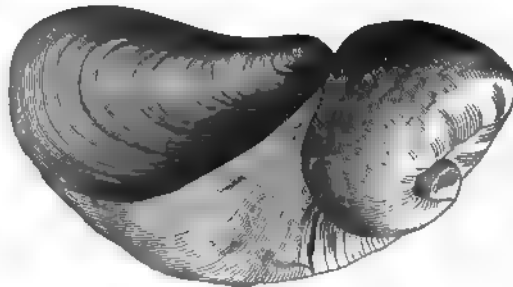


Fig. 483. *Caprotina* (*Requienia*) *ammonia* Goldf.

* Siehe jedoch v. Koenen. Z. d. D. geol. Ges. 4896. S. 714.

obere Gault (das Albien) mit Ammonites Milletianus, Amm. interruptus und inflatus.

Als Beispiel einer derartigen Entwicklung der südlichen Unterkreide kann diejenige des Schweizer Jura gelten:

II. Gault.

- 3. Kalkstein mit Ammonites interruptus;
 - 2. Grünsandstein und Mergel mit Amm. Milletianus (2 und 3 = Albien);
 - 1. Orbitulinenkalke voll Orb. lenticularis.
- Caprotinenkalke mit Cap. ammonia und Lonsdalei (=Aptien od. Urgonien).

I. Neocom.

- 3. Hauterivien, Kalke und Mergel mit Crioceras Duvali, Ammonites noricus, Belemnites pistilliformis, Belemnites dilatatus, Ostrea Couloni, Toxaster complanatus.
 - 2. Valenginien, Mergel und Kalksteine mit Amm. neocomiensis, A. Gervilianus, Ostrea macroptera, Strombus Leviathan.
 - 1. Purbeck, Grauer Mergel mit Süßwasserconchylien (local).
- Weiter im Süden schieben sich an Stelle des Purbeck zwischen das Valenginien und das Tithon als verbindendes Übergangsglied die Berrias-Kalke ein (siehe oben).

Nachstehende tabellarische Zusammenstellung gewährt einen raschen Überblick über die

Gliederung der unteren Kreide

		in Norddeutschland (siehe S. 628)	im mediterranen Gebiete	
Gault	Oberer	Stufe des Bel. minimus	Albien	
	Mittlerer	» » Bel. Strombecki		
	Unterer	» » Bel. Ewaldi		
		Obere Stufe des Bel. Brunsvicensis (Speetonthon)	Aptien	Caprotinenkalke
Neocom oder Hils	Oberes	Untere Stufe des Bel. Brunsvicensis (Criocerasschichten)	Barrémien	
	Mittleres	Stufe des Bel. pistilliformis (= jaculum)	Hauterivien	
	Unteres	Stufe des Bel. subquadratus nebst Wealdenformation	Valenginien	
			Berriasien	

II. Die obere Kreide.

1. Cenoman (Unterquader, Unterpläner).

Diese Stufe der Kreideformation besteht in England, Nordfrankreich und Westfalen aus glaukonitischen Sandsteinen, Thonen und

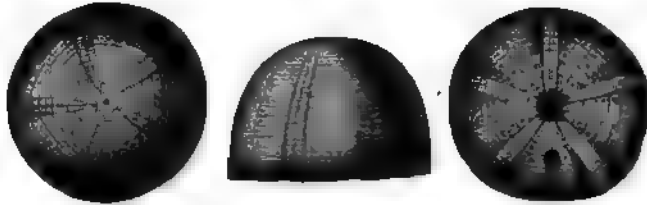


Fig. 464. *Discoides cylindrica* Ag.



Fig. 455. *Ostrea carinata* Lam.



Fig. 456. *Pecten asper* Lam.

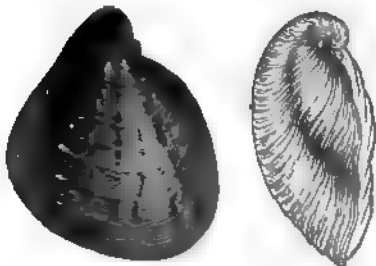


Fig. 457. *Exogyra columba* Desh.



Fig. 458. *Protocardium Hillanum* Beyr.

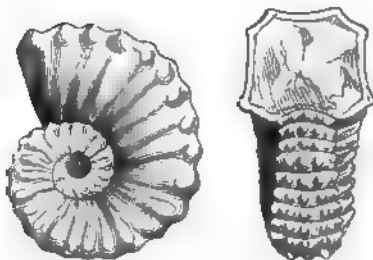


Fig. 459. *Ammonites (Acanthoceras) Rotomagensis* Brongn.

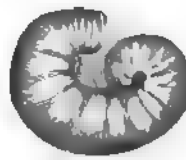


Fig. 460. *Scaphites aequalis* Sow

Aus dem Cenoman.

Mergeln (dem upper greensand, der chloritischen Kreide von Rouen, der Tourtia, dem Grünsand von Essen), in Hannover aus thonigen Kalken und Kalkmergeln, in Sachsen und Böhmen aus zum Teil glaukonitischem Quadersandstein, darüber oder statt dessen aus Plänerkalk (Carinatenquader und Carinatenpläner, Korycaner Schichten). Für die unteren Schichten dieser Stufe sind charakteristisch: *Catopygus carinatus* Ag., *Ostrea carinata* Lam. (Fig. 485), *Ost. diluviana* Goldf., *Pecten asper* Lam. (Fig. 486), *Protocardium Hillanum* Beyr. (Fig. 488), *Exogyra columba* Desh. (Fig. 487), *Ammonites* (*Acanthoceras*) *Mantelli* Sow. (der jedoch durch das ganze Cenoman hinaufsteigt). Die nächst höheren Schichten zeichnen sich durch die Führung von *Ammonites* (*Schloenbachia*) *varians* Sow. und *Scaphites aequalis* Sow. (Fig. 490) aus. Das oberste Cenoman enthält *Discoidea cylindrica* Ag. (Fig. 484), *Holaster subglobosus* Lesk., *Ammonites* (*Acanthoceras*) *Rhotomagensis* Brongn. (Fig. 489), *Turrilites costatus* Lam.

Höchst wichtig ist das Vorkommen von Abdrücken und verkohlten Resten von Laubhölzern, namentlich von *Credneria* (Fig. 463), *Ficus*, *Populus*, *Salix*, *Acer*, *Alnus*, *Laurus* u. a. in den dem cenomanen Quader angehörigen Schieferthonen und Sandsteinen z. B. von Niederschöna bei Freiberg und Perutz in Böhmen. Es sind die ältesten Angiospermen, von denen wir Kunde in Centraleuropa haben.

2. Turon.

Diese Unterabteilung der Kreideformation wird im nördlichen Frankreich und in England von weißen oder hellgrauen, feinerdigen und weichen Mergeln (Kreidemergeln), in Westfalen z. T. von eben solchen, z. T. von Mergelkalk, dem Pläner, in Hannover und Braunschweig von fleischroten und weißen, kalkigen Mergeln und Kalksteinen. in Sachsen und Böhmen von Quadersandstein mit Einlagerungen von Plänerkalken und Mergeln, z. T. auch ausschließlich aus solchen gebildet. Die wichtigsten Erkennungsmerkmale dieser Abteilung liefern folgende organische Reste: *Galerites albogalerus* Lam. (Fig. 494), *Micraster cortestudinarium* Goldf., *Micraster breviporus* d'Orb., *Holaster planus* Mant., *Inoceramus Brongniarti* Sow., *Inoceramus labiatus* Brongn. (= *I. mytiloides* Mant., Fig. 493), *I. Cuvieri* Sow., *Trigonia scabra* Lam. (Fig. 492), *Spondylus spinosus* Deffr. (Fig. 495), *Terebratula semiglobosa* Sow., *Ammonites* (*Acanthoceras*) *Woolgari* Mant. und *nodosoides* Schloth., *Amm.* (*Pachydiscus*) *peramplus* Mant. (Fig. 494), *Scaphites Geinitzi* d'Orb. (Fig. 496).

3. Senon.

Die Gesteine, welche diese Schichtenreihe zusammensetzen, sind in England, im nördlichen Frankreich, auf Rügen und Moen weiße Schreibkreide, bei Aachen und Maastricht lose Sande, Mergel und bryozoënreiche

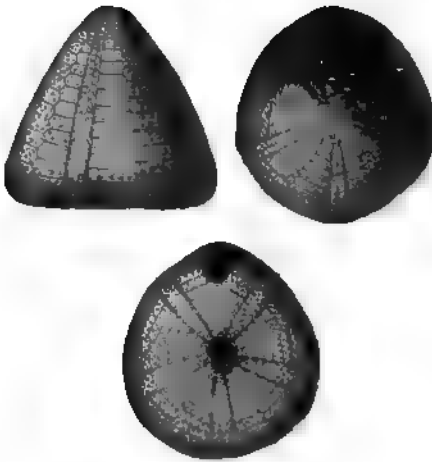


Fig. 491. *Galerites albogalerus* Lam.



Fig. 492. *Trigonia scabra* Lam.

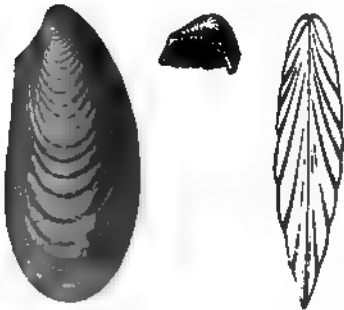


Fig. 493. *Inoceramus labiatus* Brongn.



Fig. 494. *Ammonites (Pachydiscus) per-amplus* Mant.

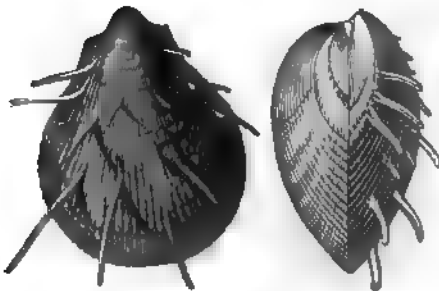


Fig. 495. *Spondylus spinosus* Defr.

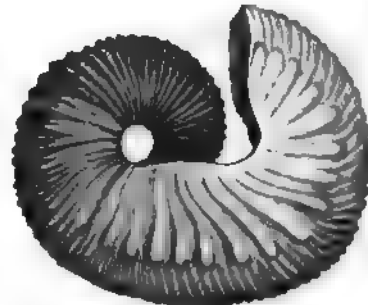


Fig. 496. *Scaphites Geinitzi* d'Orb.

Aus dem Turon.

Kreidetuffe, in Westfalen zu unterst Kalkmergel, darüber Mergelsandsteine, in Hannover und Braunschweig thonige Kalksteine und Mergel, am nördlichen Harzrande vorwaltend Sandsteine (Senon-Quader) und Mergel. Außer einer Anzahl weiter unten zu erwähnender organischer Reste gehören *Actinocamax quadratus* Schloth. und *Belemnitella mucronata* Schloth. (Fig. 505) zu den wichtigsten Leitfossilien des Senons, und zwar ist *Actinocamax quadratus* für die unteren, *Belemnitella mucronata* für die oberen Niveaus des Obersenons bezeichnend. Zu ihnen gesellen sich außerordentlich zahlreiche Foraminiferen (*Flabellina*, *Textularia*, *Nodosaria*, *Rotalia*, *Dentalina*

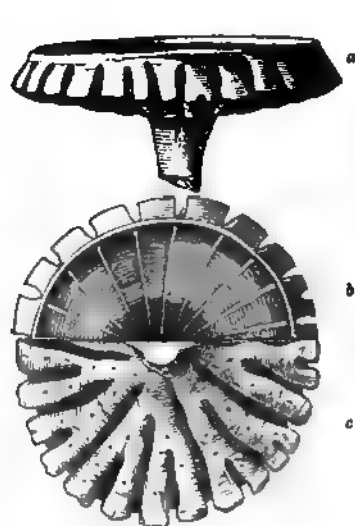


Fig. 496. *Coelepterygium incisum* Röm.
Senon.
a von der Seite; b von oben; c von unten.

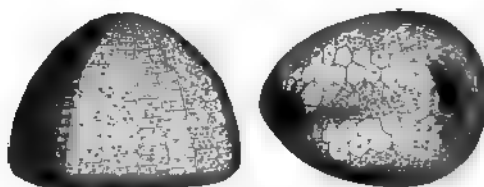


Fig. 499. *Anachytes ovata* Lam. Senon.

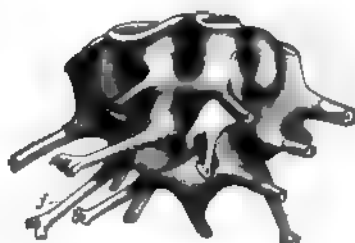


Fig. 497. *Beckia Sockelandi* Schlut.

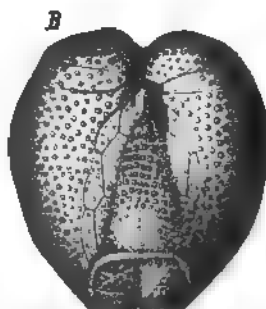
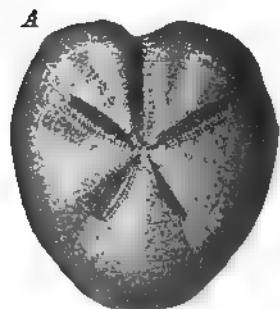


Fig. 501. *Micraster corangium* Kl. A von oben, B von unten.

Aus dem Senon.



Fig. 500. *Crania Ignabergensis* Retz.
A beide Klappen; B obere Klappe von oben.

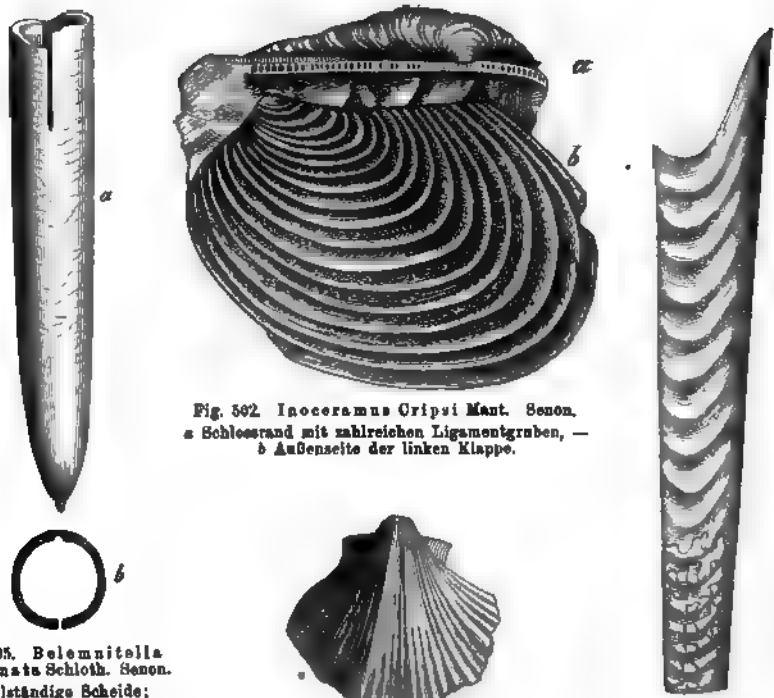


Fig. 502. *Inoceramus Cripsi* Mant. Senon.
a Schloßrand mit zahlreichen Ligamentgruben, —
b Außenseite der linken Klappe.

Fig. 505. *Belemnitella macronata* Schloth. Senon.
a vollständige Scheide;
b Querschnitt durch den oberen
Teil der Scheide, die Alveolar-
höhle, die Alveolarspalte und
die Alveolarrinne zeigend.

Fig. 503. *Pecten quadricostatus* Bronn.
Senon.

Fig. 504. *Baculites anceps* Lam.
Senon.

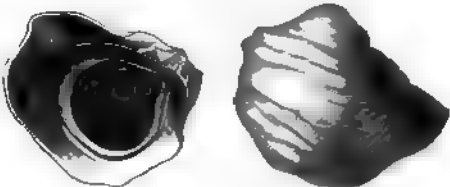


Fig. 504. *Ostrea vesicularis* Lam. Senon.

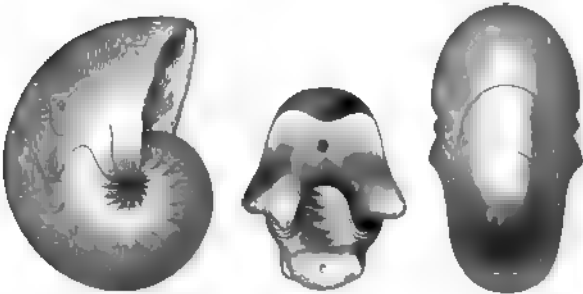


Fig. 507. *Nautilus danicus* Schloth. Danien.
Aus dem Senon.

und viele andere), deren Schalen nicht nur einen großen Teil des **Material**es der weißen Schreibkreide geliefert haben, sondern auch in den senonen Mergeln sehr häufig sind, — ferner jene schirmähnlichen Schwämme: *Coeloptychium agaricoides* Goldf., *Coel. lobatum* Goldf., *Coel. incisum* Röm. (Fig. 498), sowie *Becksia Soekelandi* Schlüt. (Fig. 497) und *Coscinopora infundibuliformis* Goldf., zahlreiche Seeigel, z. B. *Ananchytes ovata* Lam. (Fig. 499), *Micraster coranguinum* Kl. (Fig. 504), und *Micraster glyphus* Schlüt.; *Marsupites ornatus* Mant., *Bourgueticrinus ellipticus* Mill., ferner *Crania Ignabergensis* Retz. (Fig. 500), *Magas pumilus* Sow., *Rhynchonella octoplicata* Sow., *Terebratula carnea* Sow., *Ostrea vesicularis* Lam. (Fig. 504), *Exogyra laciniata* Goldf., *Pecten quadricostatus* Bronn (Fig. 503), *Inoceramus Cripsi* Mant. (Fig. 502), *In. lobatus* Münster., *Pinna diluviana* Schloth., *Heteroceras polyplocum* Röm., *Baculites anceps* Lam. (Fig. 506), *Nautilus danicus* Schloth. (Fig. 507), *Ammonites Coesfeldensis* Schlüt., *Scaphites gibbus* Schlüt. Im Senon Schonens und des nördlichen Harzrandes stellen sich zahlreiche kleine Rudisten (Radiolites) ein*).

Dem unteren Niveau des Senons gehört eine bis 500 m mächtige mergelige Schichtengruppe an, welche namentlich in Westfalen ausgebildet ist, aber auch am Nordrande des Harzes (Quedlinburg, Zilly) auftritt und ebenso in Schlesien, in der Gosau und in anderen Gegenden entwickelt sein dürfte, die Emscher Mergel (Schlüter).^{*} Dieselben führen als charakteristische Reste *Ammonites Margae*, *Amm. Texanus*, *Amm. tricarinatus*, *Turrilites plicatus*, *Inoceramus subcardissoides*, *In. digitatus* und *In. radians*.

Als die obersten Horizonte der Kreide, welche z. T. bereits eine bedeutende Annäherung ihres paläontologischen Charakters an den des Tertiärs verraten, sind die Faxe-Kalke, die Kreidetuffe von Mastricht und die Pisolithenkalke des Pariser Beckens zu betrachten. Man hat dieselben als besondere Stufe, als Danien, zusammengefasst.

Die Faxe-Kalke treten auf der dänischen Insel Seeland und dem Festlande Schwedens als jüngste Bildung der senonen, also überhaupt der gesamten Kreide in 40 bis 45 m Mächtigkeit auf, bestehen aus fast nichts als aus Korallenfragmenten und Korallenschutt und umschließen zwischen diesen zahlreiche Molluskenreste, so *Nautilus danicus*, *Baculites Faujasi*, aber auch Steinkerne von *Cypraea*, *Oliva*, *Mitra*, *Patella*, *Emarginula*, also von Gastropoden, welche sonst kaum aus der Kreide bekannt sind. Dazu kommen noch z. T. ganz vollständige Panzer einiger Krabben (*Dromiopsis*), die in der Korallenfelsmasse verteilt sind.

Der Kreidetuff von Mastricht, 30 m mächtig, überlagert die echte weiße, an Feuersteinen reiche Schreibkreide und besteht aus lockeren, zerreiblichen Kalkmergeln, welche von Bryozoën (namentlich von *Eschara*) und

*) G. Müller. Jahrb. d. k. pr. La. 1889. S. 137.

von Foraminiferen angefüllt sind. Neben Gastropoden wie *Voluta*, *Fasciolaria* u. a., wie sie im Tertiär bekannt sind, kommen *Bel. mucronata*, *Ostrea vesicularis*, *Pecten quadricostatus*, *Baculites anceps*, *Bac. Faujasi*, *Mosasaurus* und andere echt cretaceische Formen vor. — Überraschend ist die Übereinstimmung der Kreidebildungen von Maastricht-Aachen mit denen von New-Jersey in Nordamerika, wo ganz ähnliche an *Eschara* reiche Kreidetuffe die Schichten mit *Belemnitella mucronata* überlagern.

Der Pisolithenkalk der Umgegend von Paris ist ein gelblicher, eisenhaltiger, grob oolithischer, oder aus abgerollten Muschelfragmenten bestehender Kalkstein mit dem cretaceischen *Pecten quadricostatus*, *Nautilus danicus*, neben ihnen aber mit zahlreichen Exemplaren von *Cerithium*, *Lima*, *Crassatella*, *Cardium* und *Corbis* von augenscheinlich tertiärem Habitus.

Specielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands und Nordfrankreichs.

Die obere Kreide Norddeutschlands nach Cl. Schlüter*).

IV. Obersenon (Coeloptychien-Kreide).

15. Zone des *Heteroceras polyplocum*, *Ammonites Wittekindi*, *Scaphites pulcherrimus* und der *Belemnitella mucronata* Schloth. (= Obere Mucronatenkreide).

14. Zone des *Ammonites Coesfeldensis*, *Micraster glyphus* und der *Lepidospongia rugosa* (= Untere Mucronatenschichten). Kalkige Mergel, Kalke und Mergelsandsteine mit Coeloptychien, Cribrospongien, *Lepidospongia*, *Cupulospongia*, *Micraster glyphus* Schlüt., *Phymosoma ornatissimum* Ag., *Terebr. obesa* Sow., *Ostr. vesicularis* Lam., *Lima semisulcata* Nilss., *Inoc. Cripsi* Mant., *Ammonites Coesfeldensis* Schlüt., *Amm. Stobbaei* Nilss., *Belemnitella mucronata* Schloth.

13. Zone der *Becksia Soekelandi* (= Quadratenkreide). Mergel mit Coeloptychien, Camerospongien, *Becksia Soekelandi* Schlüt., *Cribrospongia Decheni* Goldf., *Salenia Héberti* Cott., *Ostrea vesicularis* Lam., *Janira quinquecostata* Lam., *Inoceramus Cripsi* Mant., *Actin. quadratus* Blainv. (häufigst).

III. Untersenon.

12. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit *Scaphites binodosus* Röm. und *Actinocamax granulatus* Bl. = Granulaten-Kreide**), sowie *Exogyra lacinata* Nilss., *Ostrea armata* Goldf., *Janira quadricostata* Sow., *Inoc. Cripsi* Mant., *Inoc. lingua* Goldf., *Trig. limbata* d'Orb., *Pholadomya caudata* Röm., *Ammonites bidorsatus* Röm., *Scaphites binodosus* Röm.

11. Quarzige Gesteine von Haltern mit *Pecten muricatus*, außerdem namentlich *Pect. quadricostatus* Sow., *Inoc. Cripsi* Mant., *Inoc. lobatus* Röm., *Trigonia aliformis* Park., *Pygurus rostratus* Röm., *Calianassa antiqua* Otto, Crednerienblätter.

10. Sandmergel von Recklinghausen mit *Marsupites ornatus* Mill. und *Act. granulatus* Bl., ferner mit *Ostr. sulcata* Blumenb., *Inoc. Cripsi* Mant., *Inoc. lobatus* Münst. Hierher die Siphonienmergel des Sudmerberges, das Heimbürg- und Salzberggestein bei Quedlinburg, der Senonquader des nördlichen Harzrandes.

* Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457.

** Vergl. E. Stolley. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. I. H. 2. 1896. S. 453.

9. Zone des *Ammonites Texanus*, *Amm. Margae* und *Inoceramus digitatus* (Emscher Mergel). Graue lockere Thonmergel, z. T. glaukonitisch (bis ca. 500 m mächtig), mit *Inoc. digitatus* Sow. (0,5 m groß), *Inoc. subcardissoides* Goldf., *Inoc. involutus* d'Orb., *Amm. Margae* Schlüt., *Amm. tricarinatus* d'Orb., *Turr. plicatus* d'Orb., *Turr. tridens* Schlüt., *Actinocamax Westfalicus* Schlüt. In diese Zone gehören die grauen Mergel und Sandsteine im Liegenden des Sudmergesteines bei Goslar, sowie des Schafsbirges bei Quedlinburg und die Mergel und Glaukonitsandsteine von Zilly (Müller, Dames).

II. Turon = oberer Pläner.

8. Zone des *Inoceramus Cuvieri* und *Epiaster brevis* Schlüt. non Desor = *Ep. Schlüterii* Coqu. (Cuvieri-Pläner). Dünngeschichtete Kalke, im Westen z. T. glaukonitisch.

7. Zone des *Heteroceras Reussianum* und *Spondylus spinosus* (= Scaphitenpläner). Kalke und Kalkmergel mit *Micraster cortestudinarium* Goldf. und *breviporus* Ag., *Ter. semiglobosa* Sow., *Rhynch. plicatilis* Sow., *Spond. spinosus* Sow., *Amm. peramplus* Mant., *Scaphites Geinitzi* d'Orb. und *auritus* Schlüt., *Heteroceras Reussianum* d'Orb. u. a. Bei Bielefeld, Salzgitter, Langelsheim, Quedlinburg, Strehlen, Oppeln, Wollin. Bei Soest, Unna, Dortmund als Grünsand.

6. Zone des *Inoceramus Brongniarti* und *Ammonites Woolgari* (= Brongniarti-Pläner und Galeriten-Pläner); Mergel, Mergelkalke, feste splinterige Kalke. In zwei Facies, nämlich als Brongniarti-Schichten und als Galeriten-Schichten ausgebildet, mit *Galerites albogalerus* d'Orb., *Holaster planus* Mant., *Micraster breviporus* Ag., *Inoc. Brongniarti* Mant., *Rhynch. Cuvieri* d'Orb., *Terebr. Becksii* Röm., *Terebratulina chrysalis* Deffr., *Ammonites Woolgari* Mant. u. a.

5. Zone des *Inoceramus labiatus* und *Ammonites nodosoides* (= Mytiloides-Pläner); Pläner-Mergel, Mergelkalke, oft rötlich, mit massenhaftem *Inoc. labiatus* Schloth., außerdem *Amm. nodosoides* Schloth., *Ter. semiglobosa* Sow., *Rhynch. Cuvieri* d'Orb. und einigen anderen.

4. Zone des *Actinocamax plenus*. Nur in Westfalen; hier glaukonitischer Mergel, arm an organischen Resten, nur mit *Actin. plenus* Blainv. und *Serpula amphibaena* Goldf.

I. Cenoman = unterer Pläner.

3. Zone des *Ammonites Rhotomagensis* und *Holaster subglobosus*. Kalke und Mergel, mit: *Discoidea cylindrica* Ag., *Holaster subglobosus* Leske, *Terebr. biplicata* Sow., *Inocer. striatus* Mant., *Lima elongata* Sow., *Amm. Rhotomagensis* Brongn. (häufigst), *Amm. Mantelli* Sow., *Amm. varians* Sow., *Turrilites costatus* Lam., *Nautilus expansus* Sow. u. a.

2. Zone des *Ammonites varians* und *Hemiaster Griepenkerli*. Im südwestlichen Westfalen Glaukonitmergel, weiter nach Osten Plänerkalke und Kalkmergel. Organische Reste: *Hemiaster Griepenkerli* Stromb., *Rhynchonella Martini* Mant., *Terebr. biplicata* Sow., *Inoceramus striatus* Mant., *Ammonites varians* Sow., *Amm. Mantelli* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Turrilites tuberculatus* Bosc., *Turr. costatus* Lam. u. a.

1. Zone des *Pecten asper* und *Catopygus carinatus*. Bei Essen als Grünsand; im Teutoburger Walde Pläner-Mergel; im Hügellande nördlich vom Harz Mergel und Mergelthone; in Sachsen und Böhmen Unterquader und Unterpläner (Carinatenstufe). Organische Reste: *Scyphia infundibuliformis* Goldf., *Micrabacia coronula* Goldf., *Cid. vesiculosa* Goldf., *Catopygus carinatus* Agass., *Terebr. depressa* Lam., *Ost. diluviana* Goldf., *Ost. carinata* Lam., *Ost. haliotoidea* Sow., *Janira quinquecostata* Sow., *Pect. asper* Lam., *Ammonites Mantelli* Sow.

Die obere Kreide des Pariser Beckens.

III. Senonien.

4. Danien.

Pisolithenkalk von Paris mit *Nautilus danicus*, *Pecten quadricostatus*, *Cidaris Forchhammeri*.

3. Maëstrichtien.

Baculitenkalk von Cotentin mit *Bac. anceps*. 3 u. 4 nur local, und dann discordant und meist in kleinen Vertiefungen der weißen Kreide des Campaniens aufgelagert.

2. Campanien (= Belemnitenkreide).

b. Kreide mit *Belemnitella mucronata*, *Magas pumilus*, *Ostrea vesicularis*, *Micraster Brongniarti* (Meudon).

a. Kreide mit *Belemnitella quadrata*.

1. Santonien (= Micrasterkreide).

b. Kreide mit *Micraster coranguinum*, sowie mit *Marsupites ornatus*, *Lima Hoperi*, *Epiaster gibbus*.

a. Kreide mit *Micraster cortestudinarium* sowie mit *Epiaster brevis*, *Inoceramus involutus*, *Ammonites texanus*.

II. Turonien.

2. Angoumien. Stufe des *Ammonites peramplus* und des *Micraster breviporus*.

c. Kreide mit *Scaphites Geinitzi*.

b. Kreide mit *Inoceramus Brongniarti* und *Spondylus spinosus*.

a. Kreide mit *Terebratulina gracilis*.

1. Ligérien.

Mergelkreide mit *Inoceramus labiatus*, *Ammonites nodosoides*, *Rhynch. Cuvieri*.

I. Cenomanien.

2. Carentonien.

b. Kreidemergel mit *Belemnites plenus*, *Exogyra columba*, *Radiolites*, *Caprotina*.

a. Kreidemergel mit *Ammonites Rhotomagensis*, *Holaster subglobosus*, *Trigonia sulcataria*.

1. Rotomagien.

b. Kreidemergel oder Sande mit *Ammonites varians*, *A. Mantelli*, *Turrilites costatus*.

a. Glaukonitmergel oder Grünsandstein mit *Pecten asper*, *Holaster subglobosus* (= *Tourtia*).

Die südliche Facies der oberen Kreide. Die obere Kreide Südeuropas, Nordafrikas, Kleinasiens, Persiens, ferner von Alabama, Texas und Mexiko kennzeichnet sich im Gegensatze zu derjenigen der nördlicheren Länder in erster Linie durch die üppige Entwicklung der Rudisten und ihrer Verwandten und zwar der Gattungen *Radiolites* (*Sphaerulites*), *Hippurites* und *Caprina*. Als häufigste Vertreter derselben sind zu nennen: *Hippurites organisans* Desm. (Fig. 514), *Hippurites Toucasianus* d'Orb. (Fig. 512), *Radiolites cornu-pastoris* d'Orb. (Fig. 511), *Caprina adversa* d'Orb. (Fig. 513). Zu ihnen gesellen sich das ceratitesähnliche Ammonitengeschlecht *Buchiceras* (Fig. 510), ferner eine Anzahl Gastropoden (*Nerinea*, *Actaeonella*, Fig. 515) und Korallen (*Cyclolites* Fig. 508, *Leptoria* Fig. 509, *Turbinolia*, riffbauende *Maeandrina* und *Astraeiden*), ferner *Orbitulina* als Vertreter der gesteinsbildenden Foraminiferen.

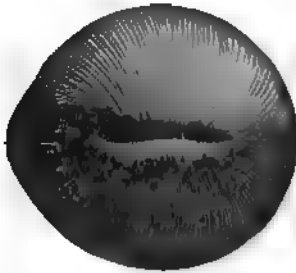


Fig. 508. *Cyclolites ellipticus* Lam.
a von oben, b von der Seite.

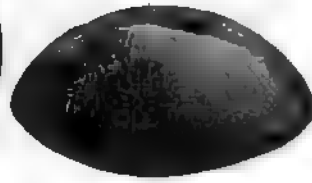


Fig. 509. *Leptoria Koniacki*
Res.

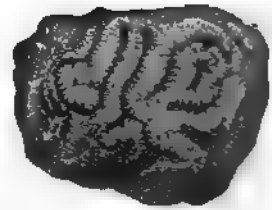


Fig. 510. *Buchiceras Ewaldi* v. B.



Fig. 511. *Radiolites cornu-pastoris* d'Orb.



Fig. 512. *Hippurites Toucasianus* d'Orb.



Fig. 513. *Caprina adversa* d'Orb.



Fig. 514. *Hippurites organisans* Desm.



Fig. 515. *Actaeonella gigantea* Sow.

Aus der oberen alpinen Kreide.

In den westlichen Alpen folgen auf die untere Kreide (s. S. 630) zunächst dichte, hellfarbige, zuweilen Hornsteinknollen führende Kalke, die Seewenkalke und darüber die fleckigen Seewenmergel (Fig. 549), beide mit charakteristischen Cenoman- und Turonversteinerungen, zu oberst Grünsandbänke, diese mit senonen Resten. Nach Osten zu, etwa vom Lechthale aus, werden diese Seewenbildungen ersetzt von Orbitulinenmergeln (Cenoman) und über diesen von einem mächtigen Schichtencomplex von Sandsteinen und Mergeln, den Gosauschichten (Turon, Untersenon, jedoch mit *Actaeonella*, *Nerinea*, *Cyclolites*). Innerhalb dieser Gosauschichten stellen sich Bänke von Rudistenkalk ein, welche nach und nach die übrigen Gesteine ganz verdrängen und dann die gewaltigen Massen von Rudistenkalk der Südalpen, Istriens und Dalmatiens bilden und sich als solche nach Griechenland (hier z. T. in Marmor metamorphosiert), Süditalien, Kleinasien, Arabien, Persien, Turkestan und dem Himalaya zu erstrecken. In Istrien, Krain und Dalmatien werden die Rudistenkalke von kohlenführenden Brack- und Süßwasserbildungen, den Cosina-Schichten (Liburnische Stufe Stache's) überlagert.

Eine durchaus abweichende Facies der Kreideformation und zwar sowohl der unteren und oberen Abteilung nebst dem älteren Tertiär repräsentiert der Flysch der östlichen Nordalpen. Derselbe, eine mächtige Schichtenreihe von versteinerungsarmen Sandsteinen, Mergeln und Schieferthonen, ist in den Westalpen nur der Vertreter des Alttertiärs, nach Osten zu aber nimmt auch dessen Liegendes, also die Kreide mehr und mehr den Habitus des Flysches an, bis in den östlichsten Alpen (Wiener Wald) und den Karpathen die ganze Kreide als Wiener Sandstein und Karpathensandstein im Gewande des Flysches erscheint.

Im südlichen Frankreich (Rhonebecken) stellen sich Caprotinenkalke im Cenoman, Hippuriten- und Radiolitenkalke im Turon (im Angoumien; S. 639), sowie im unteren und im oberen Senon (im Campanien und Maëstrichtien) ein, meist getrennt durch normal ausgebildete Schichten der genannten Stufen, sowie überlagert von Brack- und Süßwasserabsätzen (dem Garumien).

Über die specielle Gliederung der beschriebenen 3 Abteilungen der oberen Kreide in zahlreiche Stufen, die Parallelisierung derselben und ihre verschiedenartige Facies giebt die tabellarische Zusammenstellung auf S. 642 einen Überblick.

Die Gliederung

	im nordwestlichen Deutsch- land (S. 637)	in Westfalen (S. 637)	im Aachen-Limburgischen Gebiet (S. 646)
Senon.	Danien: Saltholmskalke } Dänemarks. Faxekalke }		Kreidetuff von Maastricht.
	Schichten mit <i>Bel. mucronata</i> .	Mucronatenkreide: b. Stufe des <i>Heteroceras polyplocum</i> ; a. Stufe des <i>Amm. Coesfeldensis</i> .	Kreidemergel mit <i>Bel. mucronata</i> .
	Schichten mit <i>Actinocamax quadratus</i> .	Quadratenkreide: Stufe der <i>Becksia Soekelandi</i> .	Glaukonitische Sande mit <i>A. quadratus</i> und <i>Bac. incurvatus</i> .
	Schichten mit <i>Actinocamax granulatus</i> , <i>Amm. syrtalis</i> , <i>Amm. clypealis</i> , <i>Inoc. lobatus</i> , <i>Inoc. cardissoides</i> , <i>Marsupites ornatus</i> .	c. Schichten von Dülmen mit <i>Scaph. binodosus</i> ; b. Quarzige Gesteine von Haltern mit <i>Pect. muricatus</i> ; a. Sandmergel von Recklinghausen mit <i>Marsup. ornatus</i> .	Aachener Sande mit <i>Inoc. lobatus</i> .
	Schichten mit <i>Belem. westfalicus</i> , <i>Amm. texanus</i> , <i>Inoc. digitatus</i> , <i>Inoc. involutus</i> .	Stufe des <i>Amm. Margae</i> = Emscher Mergel.	
Turon.	Schichten mit <i>Inoceramus Cuvieri</i> .	Zone des <i>Inoceramus Cuvieri</i> .	
	Schichten mit <i>Scaphites Geinitzi</i> , <i>Amm. peramplus</i> , <i>Spondyl. spinosus</i> , <i>Micr. breviporus</i> .	Zone des <i>Spondylus spinosus</i> = Scaphiten-Pläner.	
	Weiße Kalke mit <i>Galerites albogalerus</i> , <i>Ter. Becksii</i> , <i>Inoc. Brongniarti</i> .	Zone des <i>Inoceramus Brongniarti</i> und <i>Amm. Woolgari</i> .	
	Rote Kalke mit <i>Inoc. Brongniarti</i> , <i>Inoc. labiatus</i> , <i>Ter. semiglobosa</i> .	Zone des <i>Inoc. labiatus</i> und <i>Amm. nodosoides</i> . Zone des <i>Actinocamax plenus</i> .	
Cenoman.	Schichten mit <i>Amm. Rhotomagensis</i> .	Zone d. <i>Amm. Rhotomagensis</i> und <i>Hol. subglobosus</i> .	
	Schichten mit <i>Amm. varians</i> , <i>Inoc. striatus</i> , <i>Holaster carinatus</i> .	Zone des <i>Amm. varians</i> .	
	Schichten mit <i>Amm. varians</i> , <i>Ostr. diluviana</i> , <i>O. carinata</i> , <i>Tourtia</i> oder Essener Grünsand.	Zone des <i>Pecten asper</i> u. <i>Catopygus carinatus</i> = <i>Tourtia</i> .	

der oberen Kreide

in Sachsen (S. 650)	in England	in Frankreich (S. 639)	Alpine und mediterrane Hippuriten-Horizonte
		Danien. Maëstrichtien.	
	Upper Chalk with Flints: Stufe der Bel. mucronata.	Campanien: Craie à Bel. mucronata.	Kalke mit Hippurites dilatatus u. bioculatus. Provence, Pyrenäen.
	Stufe des Act. quadratus.	Craie à Act. quadratus.	
	Stufe des Marsup. ornatus und Micraster coranguinum.	Santonien: Craie à Marsupites ornatus und Micraster coranguinum.	
	Stufe des Micraster cortestudinarium.	Coniacien: Craie à Micr. cortestudinarium mit Amm. texanus u. Inoc. involutus.	Gosauschichten mit Hippuritenkalke. Hippuritenkalke Südfrankreichs mit Hipp. organisans, H. cornu-vaccinum u. Sphaerulites radiosa u. squamosa.
Oberquader (Cuvieri-Quader?).	Lower Chalk without Flints: Schichten des Holaster planus.	Angoumien: Craie à Micr. breviporus.	
Stufe des Scaphites Geinitzi u. Sc. auritus: Thone und Mergel von Zatzschke.	Strehlener Pläner.		
Stufe des Inoceramus Brongniarti: Brongniarti-Quader = Oberquader = Irsersandstein. Pläner von Krietzschwitz. Glaukonitsandsteine mit Rhynch. bohémica.		Craie à In. Brongniarti. Craie à Ter. gracilis.	
Stufe des Inoceramus labiatus: Labiatus-Quader = Mittelquader, übergehend in Labiatus-Pläner = mittlerer Pläner.	Schichten des Inoceramus labiatus.	Ligérien: Craie à Inoc. labiatus; Amm. nodosoides.	
Stufe der Ostrea carinata: Carinaten-Quader = Unterquader, übergehend in Grünsande, sowie in Carinaten-Pläner = unterer Pläner.	Schichten des Bel. plenus und Holaster subglobosus. Chloritic Marl, Upper Greensand.	Carentonien: Marne glauconifère et blanche à Bel. plenus. Calcaire à Am. rhotomagensis.	Kalke mit Caprina ad-versa. Südfrankreich.
Stufe der Crednerien: Pflanzenführende Schichten von Niederschöna u. a. O.	Schichten d. Pecten asper.	Rotomagien: Marne glauconieuse à Amm. varians. Sables verts à Pect. asper (Tourtia).	

Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide. Ähnlich wie innerhalb der Juraperiode hat auch in der Mitte des cretacäischen Zeitalters eine großartige Transgression des Kreidemeeres über das Verbreitungsgebiet der älteren Kreideformation hinaus stattgefunden. Infolge dessen ist es eine sich auf allen Continenten wiederholende Erscheinung, dass die Schichten der oberen Kreideformation auf weite Erstreckung in übergreifender Lagerung discordant auf viel älteren Gesteinen lagern, so z. B. in Sachsen und Böhmen direct auf Granit, archaischen und paläozoischen Schiefer, in Westfalen und Belgien auf dem Carbon, in Schottland und im westlichen Teile des Pariser Beckens auf dem Jura, in Schonen auf dem Silur. Ähnliche transgredierende Lagerungsverhältnisse lassen sich in Nordamerika, in Indien und Vorderasien sowie in Australien beobachten.

In Europa hat die Kreide in England, Frankreich und Deutschland ihre größte Verbreitung und vollständigste Entwicklung erlangt. Bei Besprechung des Jura ist gezeigt worden, dass derselbe in England eine breite Zone bildet, welche in fast genau nördlicher Richtung vom Canal bis zur Ostküste der Insel verläuft. Der Untergrund des ganzen, östlich von dieser Jurazone liegenden Territoriums besteht aus Kreide, wird freilich zum Teil von Tertiärablagerungen verborgen. Die Schichten der cretacäischen Formation lagern hier gleichförmig auf denen des obersten weißen Jura auf und fallen wie diese nach Osten ein, nur in den zwischen der Themse und dem Canal gelegenen Landstrichen von Kent, Sussex und Essex findet eine Störung der sonst so regelmäßigen Lagerung durch eine flach kuppelförmige Erhebung der Purbeck- und Wealdenformation statt, an welche sich die Schichten der jüngeren Kreide anschließen und allseitig von dem Centrum abfallen, so dass sich ein normal antiktinaler Schichtenbau einstellt. Auf dem Scheite dieser Schichtenwölbung wurde behufs Erforschung des dortigen geologischen Baues ein Bohrloch von etwa 2000 F. Tiefe geschlagen, welches combinirt mit den oberflächlichen Aufschlüssen folgendes Profil ergab:

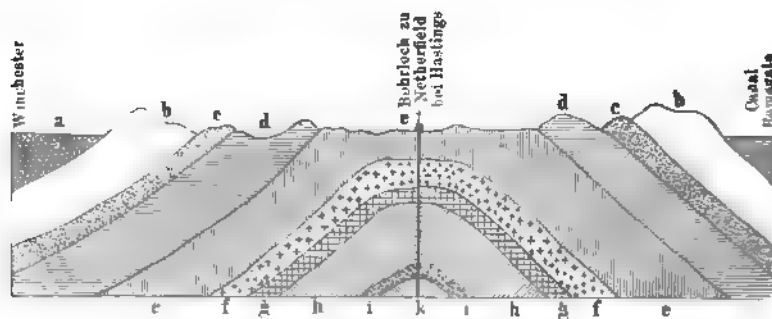


Fig. 516. Profil durch den Wealden des südöstlichen England.
a Tertiär; b obere Kreide; c oberes Neocom und Gault; d Wealdclay; e Hastingsbeds; f Purbeck
g Portland; h Kimmeridge; i Korallenoolith, k Oxfordian.

Die Kreide beginnt im Süden Englands mit den Sandsteinen und Thonen des Wealden, im Norden mit dem marinen Unter-Neocom, auf welche dem oberen marinen Neocom angehörige Glaukonitmergel (lower greensand) und die Schieferthone und plastischen Thone des Gaults folgen. Das Cenoman ist durch eine zweite Ablagerung von Glaukonitmergeln (upper greensand), das Turon durch Kreidemergel repräsentiert, während das Senon durch die in ihrem obersten Horizonte feuersteinreiche weiße Schreibkreide gebildet wird, aus welcher die grotesken Felsufer bei Dover und Brighton bestehen. Die Versteinerungsführung und specielle Gliederung dieser Schichten ergibt sich aus der S. 643 gegebenen tabellarischen Übersicht.

In Frankreich bildet die Kreideformation drei große Becken. Das nördlichste derselben (das Pariser Becken), welches hauptsächlich durch die Seine und Loire entwässert wird, repräsentiert eine flach tellerförmige Schale, deren äußere Ränder sich an jurassische Schichten anlagern, deren innere Vertiefung von Tertiärgebilden ausgefüllt wird und in deren Centrum Paris liegt. Die Kreide Englands ist nichts als der nordwestliche Flügel dieser großen nordfranzösischen Mulde. Ihre einzelnen Formationsglieder haben mit localen Modificationen den normalen Charakter aller nördlichen Kreidebildungen (s. Tabelle S. 643). Der zweiten, aber bedeutend kleineren Mulde der französischen Kreide gehört das Flussgebiet der Garonne an. Sie lehnt sich mit ihrem nördlichen Flügel an das granitische Centralplateau Frankreichs, mit ihrem südlichen Flügel an die Centralkette der Pyrenäen an. Ihr ganzer petrographischer und paläontologischer Charakter ist bereits der der südlichen Kreidefacies. Dieser offenbart sich einerseits in dem Auftreten harter, dichter oder krystallinischer Kalksteine, anderseits in dem Reichtum an Hippuriten, welche vier verschiedene Horizonte der dortigen cretacäischen Schichtenreihe anfüllen und in jedem derselben durch andere Formen vertreten werden. So beteiligen sich im oberen Neocom *Caprotina ammonia* und *Capr. Lonsdalei*, — im Cenoman *Caprina adversa*, — im Turon *Hippurites organisans*, *H. cornuvaccinum*, *Radiolites lumbricalis*, — im Senon *Hippurites bioculatus*, *canaliculatus* und *dilatatus* an der Bildung mächtiger Kalkablagerungen. Einer dritten Bucht des cretacäischen Oceans entsprechen die Kreideschichten am unteren Laufe der Rhône im südöstlichen Frankreich, die sich ebenfalls an die Granite des Centralplateaus anlagern und dann in nordöstlicher Richtung über Genf bis Neuchatel im Schweizer Jura und am Nordabhange des Alpenzuges durch Bayern und Tirol bis Salzburg und Österreich in Form einer schmalen Zone fortsetzen. In letzterer sind sämtliche Glieder der Kreideformation und zwar in typisch südlicher Facies mit reichlicher Entwicklung der Caprotinen- und Hippuritenkalke, ferner der Orbitulinenkalke vertreten (s. S. 630 u. 644). In den östlichen Südalpen, Istrien

und Dalmatien wird die untere Kreide fast ausschließlich von Caprotinenkalk, Majolica und Biancone (dichten Plattenkalken), die obere von Radioliten- und darüber von Hippuritenkalk oder an deren Stelle von Scaglia (dünnbankigen Kalksteinen) aufgebaut. Eine eigentümliche Facies der gesamten Kreide repräsentiert der Wiener Sandstein (Karpathensandstein, Flysch, Macigno), ein eisenschüssiger kalkiger Sandstein mit Furoiden und Inoceramen, der im ganzen ostalpinen Kreidegebiete eine große Verbreitung besitzt*).

Kehren wir zur nördlichen Kreidezone zurück. Von England und Frankreich aus lässt sich dieselbe durch Belgien, Westfalen und das nordwestliche Deutschland verfolgen, hebt sich am Nordabfalle des Riesengebirges in isolierten Partien aus dem Diluvium und bildet erst wieder in Oberschlesien und Polen, sowie an dem nördlichen Fuße der Karpathen größere Areale. Zwar ist sie unter der ganzen norddeutschen Tiefebene verbreitet, hier aber von mächtigen Tertiär- und Diluvialablagerungen bedeckt, aus welchen sie nur an wenigen Punkten, so z. B. bei Lüneburg, auf Rügen und auf Wollin, in kleinen, inselförmigen Flecken hervorragt. Südlich von dem Riesengebirge und den Sudeten breitet sie sich als böhmisches Kreidebecken aus und erstreckt sich von hier als Quadersandsteinformation des Elbthalgebirges bis jenseits Dresden. Trotz des wahrscheinlichen, wenn auch verborgenen Zusammenhanges aller dieser deutschen Kreidegebiete besitzt doch jedes dieser letzteren eine ganz eigentümliche Facies, eine Erscheinung welche darauf beruht, dass einerseits in verschiedenen Gegenden in Folge der S. 644 erwähnten Transgression nur die oberen Glieder der gesamten Schichtenreihe zur Ablagerung gelangt sind, anderseits der petrographische Charakter selbst der entsprechenden Gesteinscomplexe ein verschiedenartiger ist, und endlich der organische Habitus nicht überall ganz derselbe bleibt, sondern localen Modificationen unterworfen ist. Es lassen sich folgende Gebiete und zugleich Facies der Kreide Norddeutschlands und der angrenzenden Landstriche benachbarter Länder unterscheiden, über welche in der Tabelle auf S. 642 und 643 eine vergleichende Übersicht gegeben ist:

1. Das Kreidegebiet von Mastricht und Aachen**). Hier ist ausschließlich das Senon zur Ablagerung gelangt, welches zu unterst aus dem Aachener Sand, losen Sanden mit zahlreichen Thonlagen besteht, reich an Landpflanzen***), *Inoceramus lobatus*, *Card. pectiniforme*. Darüber

* F. Toulou. N. Jahrb. 1893. II. S. 79.

** J. Böhm. Der Grünsand v. Aachen. Bonn 1885 (mit ausführl. Litt.). — E. Holzappel. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 454, u. 1885. S. 595. — Ders. Palaeontogr. XXXIV. 1887, u. XXXVI. 1889.

*** Debey u. Ettingshausen. Denkschr. Akad. Wien. XVI. 1859; XVII. 1860. — Th. Lang. Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 658.

folgen die glaukonitischen Sande des Lousberges und Aachener Waldes mit *Actin. quadratus*, darauf weiße Kreidemergel mit *Bel. mucronata* (Schneeberg) und zu oberst der Mastrichter Kreidetuff. Letzterer ist angefüllt von Bryozoën, z. B. *Eschara*, und außerdem reich an obersenonen Tierresten (S. 636).

2. Das Kreidegebiet Westfalens und des Teutoburger Waldes. In ihm sind sämtliche 5 Stufen der Kreideformation vertreten. Der Teutoburger Wald besteht z. T. aus Sandsteinen des Neocom*) sowie aus dem vollständigentwickelten Gault, z. B. bei Altenbecken**), und aus cenomanem und turonem Pläner in steiler oder überkippter Stellung, infolgedessen sie den zu einem engen Sattel zusammengeschobenen Muschelkalk und Keuper unterteufen (Fig. 517). Auch in der westlichen Fortsetzung des

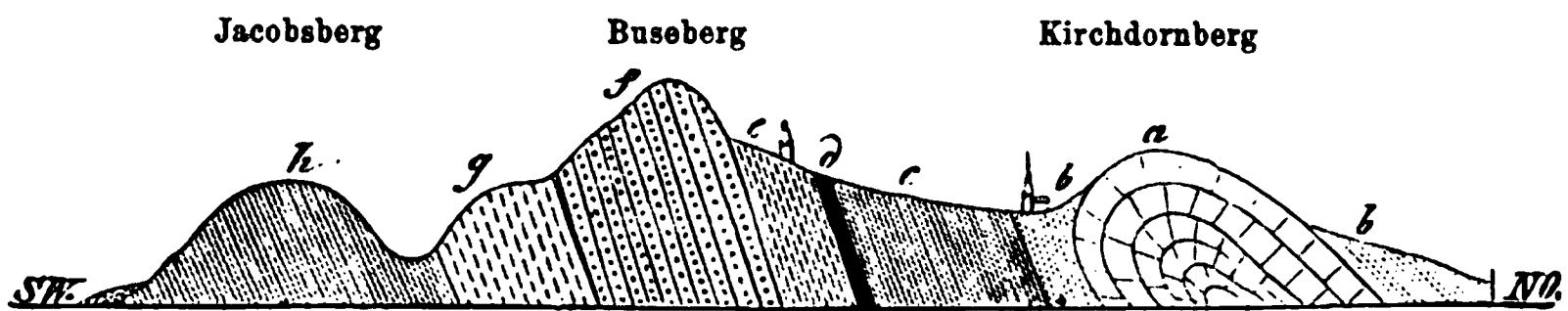


Fig. 517. Profil des Teutoburger Waldes bei Kirchdornberg. Nach F. Römer.
a Muschelkalk; b Keuper; c Lias; d Serpulit; e Wealden; f Neocomsandstein; g Gault; h Pläner.

Teutoburger Waldes bei Rheine und in den Bentheimer Bergen tritt die untere Kreide in ähnlicher Ausbildung wie dort aus dem Schwemmlande hervor. Südlich vom Teutoburger Walde, in Westfalen, erlangt die cretaceische Schichtenreihe eine außerordentlich große Verbreitung, beginnt aber hier infolge der Transgression der oberen Kreide direct mit dem Essener Grünsande, einer Äquivalentbildung der belgischen Tourtia. Die Gliederung der darauf folgenden Schichtenreihe ist aus S. 637 und der Tabelle S. 642 ersichtlich. Nach Schlüter ist die Schichtengruppe zwischen dem Cuvieri-Pläner und den Quadratschichten, die eine bis über 500 m anschwellende Mächtigkeit erreicht, als eine selbständige Stufe zu betrachten, und als Emscher Mergel bezeichnet worden. Dieselben sind charakterisiert durch *Ammonites Margae*, *Amm. Texanus*, *Amm. tricarinatus*, *Turrilites plicatus*, *Inoceramus digitatus*, *Inoc. subcardissoides*.

3. Das Kreidegebiet des nordwestlichen Deutschlands (das niedersächsische Kreidegebiet). In meist gleichförmiger Auflagerung auf den obersten Schichten des weißen Jura tritt die Kreideformation in ihren sämtlichen Gliedern vom Neocom und Wealden bis zum Senon entwickelt im nordwestlichen Deutschland auf (s. S. 628, 637). Sie erstreckt sich den Fuß der Weserkette und des Deisters entlang nördlich und nordöstlich

* O. Weerth. Pal. Abh. Bd. II. Heft 4. Berlin 1884. — F. Römer. l. c.

** C. Schlüter. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 53.

vom Harz bis in die Gegend von Aschersleben und füllt außerdem einzelne isolierte Mulden aus, so die Hilsmulde *) und die Kreidemulde von Alfeld. Während am Nordrande des Wesergebirges bis westlich von Hannover nur die untersten Glieder der Kreide bekannt sind und nur local, so bei Lemförde, von Senonschichten überlagert werden, erscheint die Kreideformation bei Hannover und in ihrer weiteren Verbreitung gegen Osten hin in einzelnen isolierten, oder nur durch die untersten Schichten der Gesamtformation verbundenen Mulden, in welchen die sämtlichen Glieder der Formation entwickelt sind, so bei Ahlten, Peine, Braunschweig, ebenso auch in der lang ausgedehnten Mulde am nördlichen Harzrande zwischen Hornburg und Aschersleben, wo jedoch der petrographische Charakter der Formation durch das Auftreten von Quadersandsteinen an Stelle der im übrigen nordwestlichen Deutschland vorherrschend thonigen und mergeligen Gebilde (s. S. 634) in ganz eigentümlicher Weise beeinflusst wird **). Auch die Klippenregion an der Küste von Helgoland besteht außer aus triadischen Schichten (s. S. 542) sowohl aus Thonen des Neocom und Gault (Töck), wie aus Plänerkalk und Schreibkreide des Cenoman, Turon und Senon ***). Dahingegen ist in der aus dem Diluvium aufragenden Trias-Kreide-Insel von Lüneburg nur die Schichtenfolge der oberen Kreide von der Tourtia bis zur oberen Mucronatenkreide, jedoch in vollständigem Zusammenhange entwickelt †).

Interessant sind die kleinen Kreideschollen des Ohmgebirges nördlich von Stadt Worbis ††). Sie lagern direct auf der Trias auf, bestehen aus 40 m mächtigen Grünsanden der Tourtia und 15 bis 18 m mächtigem Pläner mit Ammonites varians, sind also cenoman, haben früher mit den niedersächsischen Kreideablagerungen in Zusammenhang gestanden und sind der allgemeinen Abtragung entgangen.

4. Das Gebiet der baltischen Kreide. Dasselbe umfasst die isolierten Aufschlusspunkte dieser Formation in Pommern, auf Wollin, Rügen †††), in der Provinz Preußen, in Mecklenburg, Oldenburg, Schleswig-Holstein *†),

*) G. Böhm. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 215.

***) Beyrich. Z. d. D. geol. Ges. 1849. S. 329, u. 1854. S. 368 u. 572. — Dames. ebend. 1880. S. 685. — G. Müller. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1887. S. 372. — W. Dames. N. J. 1890. I. S. 176. Vergl. ferner: D. Brauns. Z. f. d. ges. Nat. Halle 1876. S. 325. — Fr. Frech. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 441. — E. Schulze. Flora d. subhercyn. Kreide. Halle 1888.

***) W. Dames. Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin. 7. Dec. 1893.

†) A. v. Strombeck. Z. d. D. geol. Ges. 1863. S. 97. — E. Stolley. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holsteins. I. H. 2. 1896. S. 139.

††) K. von Seebach. Nachr. v. d. k. Gesellsch. d. Wiss. z. Göttingen. 1868. S. 130. Ferner: Sect. Worbis d. geol. Spec.-Karte von Preußen.

†††) W. Deecke. Die mesoz. Formationen d. Prov. Pommern. Greifswald 1894. S. 27.

*†) E. Stolley. Die Kreide Schleswig-Holsteins. Kiel 1894 u. l. c. S. 153.

auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden, wo fast ausschließlich die obersten Stufen der Kreide und zwar zum Teil in Gestalt steile Abstürze bildender, weißer Schreibkreide zur Ablagerung gelangt sind. Die Schreibkreide von Rügen gehört dem Senon, die schwefelkies- und feuersteinreiche Kreide von Wollin mit *Holaster planus* und *Inoceramus Brongniarti* dem Turon (Scaphitenpläner), der Glaukonitmergel von Revahl dem Emscher an. In Greifswald sind nach Dames*) im Liegenden des dortigen Senons Schichten des Turons, Cenomans und Gaults, letztere mit *Belemnites minimus* erbohrt worden. In Mecklenburg treten an zahlreichen isolierten Punkten cenomane und turone Pläner sowie oberturone und senone Feuerstein-Kreidekalke, Mergel und Thone zu Tage**), ebenso in Ost- und Westpreußen obersenone Glaukonitbildungen. Auf Seeland wird die Schreibkreide von den S. 636 erwähnten Korallenkalken von Faxø und dem feuersteinführenden Saltholmskalk bedeckt. Nach Schlüter und Lundgren***) gliedert sich die Kreideformation Schwedens wie folgt:

Danien:

Saltholmskalk mit *Ananchytes sulcata*;

Faxealk mit *Dromien* und *Naut. danicus*;

Obersenon:

Köpinger Sandstein und Tullstropser Schreibkreide mit *Bel. mucronata*;

Trümmerkalk (Gruskalk) von Ignaberga u. Balsberg mit *Actinocamax mamillatus*;

Untersenon:

Schichten von Rödmölla und Eriksdal mit *Actinocamax granulatus*;

Untere Mergel von Kullemölla mit *Actin. westfalicus*.

5. Das Gebiet des mitteldeutschen und böhmischen Quaders. Ihm gehören die cretacäischen Formationen Sachsens, Böhmens, der Grafschaft Glatz und der Umgebung von Löwenberg in Niederschlesien, sowie der Gegend von Regensburg und Passau an. Dieselben repräsentieren, ähnlich wie in Westfalen, nur die drei oberen Stufen der Kreide, sind jedoch, namentlich was ihren Gesteinscharakter betrifft, von jenen vollkommen verschieden ausgebildet. Es beruht dies vorzüglich auf der enormen Entwicklung des Quadersandsteines in jeder der drei obercretacäischen Stufen, welcher u. a. die bekannten Felspartien der sächsisch-böhmischen Schweiz, des lausitzer Gebirges, von Adersbach und Weckelsdorf, der Heuscheuer zusammensetzt.

Die obere Kreide des sächsischen Anteiles der böhmischen Quaderprovinz gliedert sich nach den neuesten, sich auf die grundlegenden

* Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 978.

** E. Geinitz. Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 38; IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887. S. 46; XVI. Beitr. z. Geol. Meckl. 1897. S. 275.

*** Schlüter. N. Jahrb. 1870. S. 930. — Lundgren. Lunds Univ. Arsskr. XXIV. 1888.

Arbeiten von H. B. Geinitz stützenden Specialuntersuchungen jenes Gebietes*) von oben nach unten wie folgt (vergl. Profil Fig. 518).

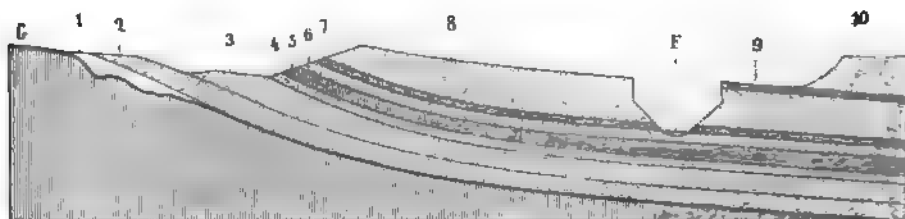


Fig. 518. Profil durch die obercretaceische Quaderformation des Elbthalgebirges. E = Elbe oberhalb Pirna, — G Grundgebirge; — 1—10b — Stufen der Quaderformation. Die Zahlen sind die nämlichen wie in der bestehenden textlichen Gliederung.

Turon.

f. Stufe des *Inoceramus Cuvieri*.

10b. Thonmergel mit *Inoceramus Cuvieri* Sow. Nur südöstlich des erzgebirgischen Abbruches entwickelt. Wahrscheinlich ist ihm äquivalent

10. der Überquader, der in der sächsischen Schweiz dem Scaphiten-Horizonte in steilen Einzelbergen aufgesetzt ist.

e. Stufe des *Scaphites Geinitzi*.

9. Mergel und Thone der Copitzer Ebenheit, von Zatzschke, Oberposta und Bodenbach mit *Sc. Geinitzi*, *Sc. auritus*, *Inoceramus latus* und *Baculiten*.

d. Stufe des *Inoceramus Brongniarti*.

8. Brongniarti-Quader (Oberquader, Irsersandstein) mit *In. Brongniarti*, *Lima canalifera*, *Vola quadricostata*, *Exogyra columba*, *Rhynchonella plicatilis*. In ihn ist das Elbthal eingeschnitten, ebenso bildet er die Gipfelschichten des Hohen-Schneebergs.

7. Mergel des oberen Thallandes der Gottleuba; versteinungsleer.

6 und 4. Glaukonitsandstein mit *Rhynchonella bohémica* Schloenb. Pirna, Cotta'er Berg, Rosenthal, Hoher Schneeberg. Zwischen denselben schiebt sich

5. Pläner mit *In. Brongniarti* u. *Spondylus spinosus* (Hoher Schneeberg, Krietzschwitz, Cotta'er Berg, Copitz ein.

c. Stufe des *Inoceramus labiatus*.

3. Labiatusquader Mittelquader, Bildhauersandstein mit *Inoc. labiatus*, *Pinna decussata*. Zu unterst oft mergelig und thonig, nach NW zu kalkig werdend und in Labiatuspläner Mittelpläner, übergehend.

Cenoman.

b. Stufe der *Ostrea carinata*.

2. Carinatenquader Unterquader mit *Ostrea carinata*, *Ostr. hippopodium*, *Ostr. diluviana*, *Exogyra columba*, *Ex. hahotoidea*, *Inoceramus striatus*, *Trigonia sulcata*, *Protocardia hillana*, kleinen Radioliten. Zu oberst local Hornsteine oder Plänersandsteine mit *Cidaris Sorigneti*. Bisweilen mit Bänken von groben Conglomeraten. Solche und Muschelbreccien füllen local Spalten und Vertiefungen des Untergrundes aus. Der Carinatenquader kann ganz oder teilweise verdrängt werden durch den

Carinatenpläner Unterpläner.

*, Geol. Spec.-Karte v. Sachsen. Sect. Freiberg u. Tharandt von A. Sauer, — Sect. Glashütte u. Rosenthal v. F. Schalch, — Sect. Berggießhübel, Pirna, Großer Winterberg und Königstein v. R. Beck.

a. Stufe der Crednerien.

1. Dunkle, dünnplattige Sandsteine und Schieferthone mit Laubholz-Blättern und Kohlenschmitzen. Nur local. (Pflanzenführende Schichten von Niederschöna, Paulshain). Verknüpft mit Grundconglomeraten und Kiesen.

Schon in der Nähe von Pirna beginnen sämtliche sandige Gesteine des Turons, also Labiatus-Quader (3), Brongniarti-Quader (8) und Glauconitsandsteine (4 und 6) in zuerst sandige, dann reinere Mergel und Plänerkalke überzugehen. Weiter nach Westen verschwinden sie ganz (Dresden, Strehlen, Weinböhla), um ausschließlich kalkigen und mergeligen Gebilden Platz zu machen (vergl. Fig. 520). Diese überlagern hier als Labiatus-Mergel (mittlerer Pläner, Plänermergel) und darüber als Brongniarti- und Scaphitenpläner (oberer Pläner, Strehlener Pläner) mit *Micraster cortestudinarium*, *Terebr. semiglobosa*, *Terebratulina gracilis*, *Rhynch. plicatilis*, *Inocer. Brongniarti*, *Spondylus spinosus*, *Ammonites peramplus* den cenomanen Carinaten-Pläner oder dessen Glauconitsandstein-Facies (z. B. bei Dresden und Oberau).

6. Das Kreidegebiet Oberschlesiens, der Nordkarpathen und Polens*). In dem äußersten Osten Deutschlands und den angrenzenden Teilen Polens, Mährens und Galiziens hat die Kreideformation eine sehr bedeutende Verbreitung und umfasst in Übereinstimmung mit der des nordwestlichen Deutschlands und im Gegensatze zu den dazwischen liegenden sächsisch-böhmischen Ablagerungen die sämtlichen Glieder der Gesamtformation vom Neocom bis zum Senon, jedoch mit weit übergreifender Lagerung der einzelnen obercretacäischen Stufen. Das Neocom und der Gault sind ausschließlich innerhalb der Nordkarpathen, Cenoman und Turon in der Umgegend von Oppeln und Leobschütz in Oberschlesien, die senonen Gebilde vorzugsweise in Polen, weniger deutlich bei Oppeln zur Entwicklung gelangt. Das Karpathen-Neocom wird durch ein mächtiges Schichtensystem von Mergeln, Schiefern und Kalksteinen repräsentiert, welches das Hügel-land der Umgebung von Teschen zusammensetzt. Sein oberstes Niveau repräsentieren die *Pterophyllum*, *Zamites*, *Sequoia* führenden, sowie an *Crioceras* und *Ancyloceras* reichen Wernsdorfer Schichten, — den Gault die *Belemnites minimus* führenden Sandsteine des Godula-Berges, welche die Zone südlich von dem Teschener Neocom bilden. Das Cenoman ist durch Sandsteine mit *Protocardia Hillana* und *Exogyra columba* bei Leobschütz und durch sandige Kalke mit *Amm. Rhotomagensis* und *Inoceramus striatus* bei Oppeln und Leobschütz, das Turon durch die Kreidemergel von Oppeln vertreten, während das Senon, abgesehen von versteinerungsarmen Sandsteinen nahe der letztgenannten Stadt, auf der Ostseite des polnischen Jura-zuges eine große Verbreitung findet.

* F. Römer. l. c. — Vergleiche auch G. Gürich. Erl. z. geol. Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890. S. 130.

Kurz mag schließlich noch die Bemerkung Platz finden, dass im europäischen Russland die sich an die oberjurassische Wolgastufe innig anschließende obere Wolgastufe (unteres Neocom mit *Bel. subquadratus*, *Aucella volgensis* und *Kayserlingi*; — oberes Neocom mit *Ammonites versicolor* und *Decheni*; Aptien mit *Amm. Deshayesi*) enorme Flächen im Gouv. Simbirsk, und der Gegend von Moskau und der Petschora bedeckt, und sich von hier aus über die borealen Randgebiete Sibiriens bis zu den Aleuten ausdehnt, während die obere Kreide im nördlichen Russland nicht zur Ablagerung gelangte *).

Auch auf dem nordamerikanischen Continente bildet die Kreideformation außerordentlich große Areale **). Eine Zone derselben zieht sich in einer Breite von 2 bis 6 deutschen Meilen, freilich an vielen Stellen durch Überlagerungen von jüngeren Gebilden unterbrochen, von der Stadt New-York aus durch die flachen Küstenstriche von New-Jersey, Delaware, Virginia und die beiden Carolinas, wendet sich dann an dem südlichen Ende des Alleghanysystemes durch Georgia und Alabama und breitet sich in dem Mississippithale zu einer weiten flachen Bucht aus, welche in nördlicher Richtung bis an den Zusammenfluss des Ohio und Mississippi reicht und einen großen Teil der Staaten Texas, Louisiana, Tennessee und Kentucky sowie von Mexiko umfasst. Am genauesten ist die Kreide von Texas (durch F. Römer) und von New-Jersey mit der europäischen verglichen worden. Der paläontologische Gesamtcharakter der Kreide von New-Jersey ist ein ausgesprochen nördlicher und besitzt eine überraschende Ähnlichkeit mit dem des Senons von Maastricht und Aachen, indem beide etwa 40 Arten tierischer Reste gemeinsam haben und außerdem noch einige andere Species durch nah verwandte Formen vertreten sind ***). Ältere Kreidegebilde, als senone, sind an der atlantischen Küste nur local bekannt. So enthält die in Maryland und Virginia als Basisschichten der Kreideformation auftretende, als altcretacäische (Wealden) angesprochene Potomac-Gruppe die ältesten bisher bekannten Laubholzblätter (vergl. S. 615 u. 626). Die texanische obere Kreide erhält durch ihren Reichtum an Hippuriten, Orbitulinen und Nerineen, sowie durch die Führung von *Buchiceras* einen südlichen (alpinen) Habitus, und wird von den korallenreichen Rudistenkalken der Comanche-Gruppe unterlagert. Im Inneren des nordamerikanischen Continentes gewinnt die Kreideformation und zwar hauptsächlich in terrestrer, limnischer und brackischer, an Kohlen- und Lignitflötzen reicher Ausbildungsweise eine außerordentliche Verbreitung, setzt die Ebenen am Ostfuße der Rocky Mountains, sowie Teile der letzteren selbst zusammen und erstreckt sich

* A. Pavlov. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1896. S. 542.

** Ch. A. White. Bull. U. S. geol. Survey. No. 82. 1894.

*** H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1870. S. 494.

weit nach Norden bis nach der arktischen See. Ihre untersten Stufen, die Great-Falls- und die Kootanie-Gruppe repräsentieren die ältere Kreide und zeichnen sich durch die Führung von Landpflanzen vom Charakter der Wealdenflora aus (s. S. 626). Darauf folgen mächtige Sandsteine z. T. mit Laubholzblättern (Dacota-Sandsteine), dann Mergel und Kalke (Colorado- und Montana-Gruppe) mit cenomanen und turonen marinen Resten (Inoceramen, Scaphiten, Baculiten, Belemniten) und auf diese die Laramie-Gruppe mit zahlreichen Kohlenflötzen, reicher Landflora und riesigen, z. T. gehörnten Dinosauriern (Ceratopsiden), — ein Schichtensystem, welches den Übergang zum Tertiär vermittelt. Endlich wird die pacifische Küste Nordamerikas von Alaska aus durch British Columbia bis nach California von einem cretacäischen Streifen begleitet. Derselbe besteht zu unterst aus Vertretern des Neocom und Gault, der Shasta-Gruppe (mit Aucella, Anycloceras und Crioceras), während die obere Kreide wesentlich nur durch die jüngste cretacäische, marine Chico-Tejon-Gruppe repräsentiert wird, in der sich der Übergang zum Tertiär vollzieht.

Aus der obercretacäischen Schichtenreihe der Halbinsel Noursoak in Nordgrönland ist von Heer eine Flora beschrieben worden, an welcher Laubhölzer einen nicht unbeträchtlichen Anteil nehmen, bereits sehr verschiedene Typen repräsentieren und z. B. den Geschlechtern *Populus*, *Ficus*, *Sassafras*, *Credneria* und *Magnolia* angehören. Aus der unteren Kreide von Kome in Nordgrönland führt Heer 30 Farne, 9 Cycadeen und 17 Coniferen auf, welche auf ein Klima hinweisen, wie es heute in Ägypten und auf den canarischen Inseln herrscht.

Lagerungsverhältnisse der Kreide. Die Schichten der Kreideformation nehmen in dem bei weitem größten Teile ihrer Verbreitungsgebiete noch ihre ursprüngliche Lagerungsform ein. In diesem Falle dehnen sie sich horizontal aus, senken sich sanft nach einer Richtung oder bilden flache Mulden in gleichförmiger oder discordanter Lagerung auf dem Jura oder noch älteren Schichten. Beispiele für derartige Lagerungsverhältnisse liefert das Senon von New-Jersey, welches dem Auge fast vollkommen horizontal erscheint, ferner der Quadersandstein und Pläner Sachsens, welche fast überall ganz flach geneigt sind, während z. B. bei Alfeld in Hannover, bei Löwenberg in Schlesien, in dem nördlichen Kreidebecken von Frankreich und England ausgezeichnete Muldenbildungen bekannt sind. An noch anderen Punkten, so bei Lüneburg, lagern sich die Schichten der Kreide mantelförmig um einen Kern von älteren Gesteinen, an dieser Stelle Trias, von welchem sie allseitig flach nach außen abfallen. Hingegen sind großartige Störungen der cretacäischen Schichtenreihe, infolge deren diese geknickt, zerrissen oder überkippt erscheint, überall dort anzutreffen, wo sie an den gebirgsbildenden Faltungen teilzunehmen gezwungen worden ist. So wurden die Kreideschichten der Pyrenäen und Karpathen, namentlich aber

der Alpen den compliciertesten Windungen, Faltungen und Überschiebungen unterworfen (siehe Fig. 48 und 49, S. 473, ferner Fig. 519).



Fig. 519. Profil an der Kessler Atp in den bayerischen Alpen. Nach Gumbel.
a Neocom; b Schrottenkalk; c Gault; d Seewenkalk;
e Seewenschiefer.

Zu den großartigsten Dislocationen Centraleuropas gehört die Empor-
drängung des Lausitzer Granites und
des Meißner Syenites in das Niveau
der oberen Kreide der sächsisch-böh-
mischen Provinz und die locale Über-
schiebung der ersteren über den Nord-
rand der letzteren, wie sie sich von
Obersau bei Meißen bis zum Jeschken-
Gebirge, also auf eine Erstreckung

von 45 bis 16 deutsch. Meilen vollzogen haben. Local, so bei Weinböhla (Fig. 520), sind die cretacäischen Schichten von dem sich überschiebenden Syenit vollständig umgebogen und überkippt worden. An anderen Stellen

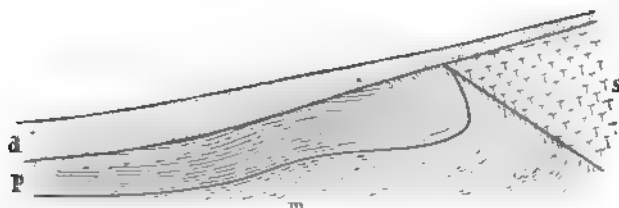


Fig. 520. Überschiebung des Syenites über turone Kreide bei Weinböhla unweit Dresden.

S = Syenit, m = Mergel mit *Inoceramus labiatus*; p = Strehlemer Pläner (vergl. S. 651); d = Diluvialsand
Nach dem Aufschlusse i. J. 1890 von Th. Siegerl.

z. B. bei Hohnstein, Saupsdorf, Zeidler, Daubitz sind Fetzen des hier die Kreide unterlagernden Jura über den Quader hinweg geschleppt worden und bilden jetzt dessen Hangendes, über welches wiederum der Granit hinweggreift (S. 607).

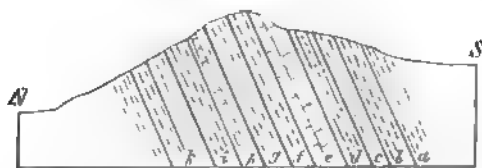


Fig. 521. Profil durch die überkippten Kreide- und Jura-Schichten des Langenberges bei Goslar
Nach Heinrich Credner.

k Hilsthon	Untere Kreide.
i Hilsconglomerat	
h, g und f Oberster Kimmeridge	Weißer Jura.
e Pteroceras-Schicht	
d und c Unterster Kimmeridge	
b und a Oxford	

Auch am nordöstlichen Rande des Harzgebirges wiederholen sich ähnliche Erscheinungen. In dem Landstriche zwischen Harzburg und Goslar hat eine vollkommene Überkipfung der Schichten der Trias, des Jura und

der Kreide vom Buntsandstein bis zum Senon stattgefunden, so dass die jüngere Kreide den älteren Jura unterteuft, und die unterste Kreide, der

Hils, von dem obersten weißen Jura überlagert wird, — wie dies besonders deutlich am Langenberge, dessen Profil in Fig. 524 gegeben ist, beobachtet werden kann. Überraschend ist es, dass ganz analoge Überkippungen der Kreide auch in verhältnismäßig flacheren Teilen Deutschlands vor sich gegangen sind. So überlagern im Teutoburger Walde und an dessen südlichem



Fig. 522. Profil durch die überkippten Kreideschichten südlich vom Teutoburger Walde. Nach Heinrich Credner.
B Barenberg, R Ravensberg, a Toren; b Gault; c Neocomsandstein, d Wealden u. Wealdensandstein.

Fuße Wealden und Hils vollkommen gleichförmig die obere Kreide (Fig. 522) und Muschelkalk, Keuper, Lias und Serpulit wiederum die ersteren (vergl. Fig. 517).

Die staffelförmigen Verwerfungen der Schreibkreide von Rügen haben erst nach Ablagerung des älteren Glacialdiluviums stattgefunden, während die bizarren Biegungen und Überschiebungen der Kreide der Inseln Moen und Wollin auf Druckwirkungen des skandinavischen Inlandeises zurückgeführt werden.

Gänge von abbauwürdigen Mineralsubstanzen sind im allgemeinen Seltenheiten im Gebiete cretacischer Formationen. So treten z. B. bei Stadthagen in Westfalen eine Anzahl wenig mächtiger Gänge, welche Bleiglanz und Blende führen, in den Plänkalken der oberen Kreide, ferner in den dem Gault angehörigen sandigen Schieferthonen der an Holland grenzenden Gegend von Bentheim mehrere Asphaltgänge auf, welche letztere in ausgedehntem Maße abgebaut werden. Sie durchsetzen die flach gegen Süd fallenden Schieferthone in rechtem Winkel auf deren Streichen, stehen saiger, erreichen gegen 4 m Mächtigkeit und sind zum größten Teile von einem pechschwarzen, stark glänzenden Asphalt und neben diesem von blätterig-strahligem Kalkspat, Schwefelkies und einzelnen Fragmenten des Nebengesteines ausgefüllt. Die einzelnen Bestandteile dieser Gangmasse sind sehr gewöhnlich bandartig angeordnet und wiederholen sich, wie in Fig. 523 dargestellt, symmetrisch von jedem Salbande aus*).

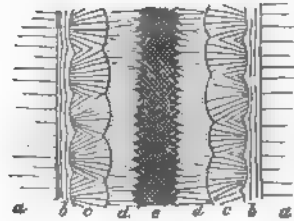


Fig. 523. Asphalt im Gault von Bentheim. Nach Heinrich Credner.
a Schieferthon d. Gault; b Letztiger Asphalt; c radialstrahliger Schwefelkies; d blätterig-stengelliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen, e reiner Asphalt.

*, Heint. Credner. XI. Jahresh. d. naturhist. Ges. Hannover. 1860 u. 1864. S. 34.

In Westfalen werden die Mucronatenmergel des Senons der Gegend zwischen Lippe und Münster einerseits und Werne und Stromberg anderseits von Gangzügen von Strontianit durchschwärmt. Diese Gänge streichen meist NW—SO, erreichen 1,5—2,5 m Maximalmächtigkeit und führen außer Strontianit noch Kalkspat, Schwefelkies und Nebengesteinsfragmente *).

Rückblick auf die Entwicklung des organischen Lebens während der mesozoischen Zeitalter.

Im Anschlusse an die S. 390 und 544 gegebene Übersicht der Faunen und Floren der paläozoischen Perioden.

Das organische Leben auf Erden schreitet stufenweise vorwärts auf der Bahn der Vervollkommnung. Aus seinen formenarmen Anfängen, die uns aus der cambrischen Periode überliefert worden sind, entwickelt sich die Tier- und Pflanzenfülle der nächstfolgenden paläozoischen Zeitalter, jener Reichtum an fremdartigen Gestalten, welcher namentlich auf der üppigen Entfaltung der Gefäßkryptogamen, also der Sigillarien, Lepidodendren, Calamiten und Farne, sowie der Tabulaten und Tetracoralla, der Blastoideen und Cystideen, der Brachiopoden, Nautilen, Clymenien und Goniatiten, der Trilobiten, der heterocerkalen Ganoidfische und Panzerganoiden beruht. Auch diese Fauna und Flora macht einer anderen Platz, deren Gesamtcharakter dem Ziele der fortschreitenden Entwicklung des irdischen Organismus um eine bedeutende Stufe näher steht. Allmählich verschwinden, wie S. 545 gezeigt, die Hauptvertreter des paläozoischen Lebens, eine neue organische Welt stellt sich ein, verdrängt nach und nach die noch übrigen Repräsentanten des Altertums der Erde, verbreitet sich auf dieser und dominiert endlich in den Wassern und auf dem Festlande, — es ist die Fauna und Flora der mesozoischen Zeitalter.

An Stelle der paläozoischen Dschungeln von Calamiten und Sigillarien, Lepidodendren und Cordaiten treten ausgedehnte Waldungen von Coniferen, zwischen welchen zahlreiche und riesige Vertreter der modernen Gattung Equisetum wuchern; die Cycadeen erreichen das Maximum ihrer Entwicklung, neue Farne stellen sich ein und endlich erscheinen auch die ersten Repräsentanten der Angiospermen in den verhältnismäßig sparsamen Blättern der Credneria, Salix, Acer, Quercus, Sassafras u. a. Sie sind die Vorläufer der Pflanzengruppe, welche, in späteren Perioden an Formenreichtum immer mehr zunehmend und Coniferen und Cycadeen zurückdrängend, drei Viertel der Flora unserer Zeit ausmacht. Konnte man die paläozoische Erde als

*) P. Menzel. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 125. — E. Venator. Berg- und Hütt.-Ztg. 1882. No. 4, 2 u. 3.

Reich der Gefäßkryptogamen bezeichnen, so ist die mesozoische Ära das Zeitalter der viel höher stehenden Gymnospermen. Gleichwie sich aber neben ersteren bereits die Vorläufer der mesozoischen Flora zeigen, so stellen sich auch schon während der mesozoischen Periode Vorläufer der höchst entwickelten angiospermen Pflanzenwelt ein, die erst in den känozoischen Zeitaltern die Herrschaft erlangt.

Ähnlich wie die Flora, so erfuhr auch der Gesamtcharakter der Tierwelt während der mesozoischen Periode eine Neugestaltung. Das Aussterben der paläozoischen Typen ist oben (Seite 545) genügend betont worden — für sie treten neue Formen ein. Jetzt erst erscheinen die modernen riffbauenden Korallen, die Hexacoralla, sowie die Euechiniden, um von da an bis in unsere Zeit fortzuleben. Statt der Brachiopoden und Nautilen, welche bisher durch ihren Formenreichtum und die Menge der Individuen den wesentlichsten Einfluss auf den organischen Gesamtcharakter ausgeübt hatten, entfalten sich die Zweischaler, Gastropoden, Ammoneen (mit gegen 5000 Arten) und Belemniten, und nehmen den maßgebenden Rang jener ein. Unter den Crustaceen erscheinen neben zahlreichen Macruren die echten Krabben, die sämtlichen Familien der Insecten stellen ihre Vertreter. Die heterocerkalen Ganoiden, von welchen aus dem Zeitalter ihrer Hauptentwicklung noch einige Nachzügler in die mesozoische Periode reichen, sterben bald vollkommen aus, für sie treten homocerkale Ganoiden ein, welche im Verlaufe der mesozoischen Zeitalter das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen und dann ebenfalls allmählich zu der Seltenheit und der Formenarmut der Jetztzeit herabsinken. Neben ihnen erscheinen die ersten Knochenfische, und in ihnen die Vorläufer des heute bei weitem vorwaltenden Typus der Fischwelt. Die Schuppenlurche (Stegocephalen) producieren im Beginne der neuen Ära Riesengestalten, jedoch um bald zu verschwinden, und machen den höher organisierten Reptilien von z. T. riesenhaften Dimensionen, den Ichthyosauriern, Plesiosauriern, Pterosauriern, Dinosauriern, Crocodiliern und Schildkröten Platz. Ganz analog dem sporadischen Auftreten der ersten Angiospermen neben den damals herrschenden Coniferen und Cycadeen erstehen in der mesozoischen Periode, also während der Herrschaft der Reptilien, die ersten Warmblüter in vereinzelt Vögeln und Beuteltieren, um sich später im Verein mit den damals noch so sparsamen Laubhölzern, sowie mit den ebenfalls erst im Laufe der mesozoischen Ära erscheinenden Knochenfischen zu den Hauptelementen einer neuen organischen Welt, der känozoischen, emporzuschwingen (vergl. S. 660).

Alle diese Erscheinungen sind Fingerzeige über die Länge der Zeiträume, welche die Entfaltung und Ausbreitung der Organismen in Anspruch nahm, Hinweise auf die lange Dauer der einzelnen Perioden der Erdgeschichte, Beweise für die allmähliche Entwicklung und Herausbildung der Floren und Faunen.

D. Die känozoische Formationsgruppe.

Die känozoische Schichtenreihe zerfällt in die **Tertiärformation** und die **Quartärformation**, letztere bestehend aus Diluvium und Alluvium.

Das Tertiär.

Charakter der Tertiärperiode im Anschlusse an die Rückblicke auf S. 514 und 656. Im Verlaufe der Tertiärperiode erlangte die Erdoberfläche allmählich und im wesentlichen ihre heutige Configuration und die Fauna und Flora einen Gesamtcharakter, der sich auf das innigste an den der Jetztwelt anschließt. Diese Umgestaltung der gesamten irdischen Verhältnisse findet in folgenden Erscheinungen ihren Ausdruck:

1. in fortwährenden Verschiebungen der Grenzen zwischen **Festland** und **Meer** infolge säcularer Hebungen und Senkungen der Continente. Im Beginn der Tertiärzeit besaßen die heutigen Continente bei weitem nicht die Ausdehnung wie jetzt, vielmehr waren bedeutende Striche derselben noch vom Meere bedeckt, und tiefe Buchten und schmale Meeresarme erstreckten sich weit in ihr Inneres und zerteilten dieselben in Inseln und Halbinseln. Im Verlauf der tertiären Zeiträume fanden langsame Hebungen statt, infolge deren flache Küstenstriche über den Meeresspiegel gehoben, seichte Buchten und Canäle trocken gelegt, tiefere zu Binnenmeeren umgewandelt, frühere Inseln durch Tiefebene verbunden wurden und andere an Umfang wuchsen, während zugleich neue Inseln aus dem Meere auftauchten und früher zusammenhängende Ozeane durch Dämme von Festland getrennt wurden. In den Depressionen des jungen Festlandes sammelten sich die atmosphärischen Wasser an und bildeten Süßwasserseen. Auch die umgekehrte Bewegung, Senkung, fand in größerem Maßstabe z. B. im Bereiche der gesamten nordeuropäischen Tiefebene statt, um dann wiederum Hebungen Platz zu machen. Aus diesen Oscillationen der Continente gingen allmählich die jetzigen horizontalen Conturen derselben hervor, zugleich aber bedingten sie die für die tertiäre Schichtenreihe so charakteristische Wechsellagerung von marinen, brackischen und Süßwassergebilden, sowie (ganz abgesehen von den gleichzeitigen, tief eingreifenden klimatischen Veränderungen) fortwährende Wanderungen der Floren und Faunen nach Wohnstätten, in welchen sie die Möglichkeit einer Existenz vorfanden.

2. in der Entstehung der heutigen Hochgebirge. Der Hauptfaltungsakt der Mehrzahl der höchsten Gebirge, so der Pyrenäen, Alpen, Karpathen, des Himalaya und der Cordilleren fällt in die Tertiärperiode. Schichten, welche der ersten Hälfte dieses Zeitalters ihre Ablagerung verdanken, sehen wir hier heute z. B. in den Diablerets in Wallis und im Mont Perdu in den Pyrenäen über 3000, ja jungtertiäre Complexe in manchen Gipfeln des

Himalaya 4000—5000 m hoch emporgedrängt. Die Entstehung solch gewaltiger Gesteinswälle spiegelte sich, ganz abgesehen von der allgemeinen Veränderung der verticalen Conturen der Continente, in der Herausbildung neuer Flusssysteme, in der Beeinflussung der klimatischen und meteorologischen Verhältnisse und dadurch der Faunen und Floren wieder.

3. in vulkanischen Massenausbrüchen, aus welchen trachytische, phonolithische, andesitische und basaltische Vulkangebirge und Deckensysteme hervorgingen (s. S. 154 und hinten unter »vulkanische Erscheinungen während der Tertiärzeit«). Die mit diesen auf dem ganzen Erdenrund sich geltend machenden vulkanischen Ereignissen verbundene Abgabe tellurischer Wärme hatte eine besonders intensive Contraction der Erdrinde zur Folge, welche Veranlassung zu den sub 2 erwähnten Stauungserscheinungen, also Gebirgsfaltungen gab.

4. in der Herausbildung der jetzigen Klimazonen. Der Beginn dieses Vorganges fällt schon in ältere Perioden. So lassen sich vielleicht bereits in der Jura-, jedenfalls aber in der Kreidezeit Andeutungen klimatischer, von der Entfernung vom Äquator bedingter Verschiedenheiten in dem Hervortreten einer südlichen und nördlichen Facies der Faunen beobachten (siehe S. 603 und 649). In der Tertiärperiode prägt sich diese zonenweise Sonderung der Klimata weiter und bestimmter aus, um allmählich zu dem heutigen Standpunkte der klimatischen Verhältnisse zu gelangen. Diese Vorgänge finden ihren unzweideutigen Ausdruck in der Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt. Die während der ganzen Tertiärperiode stattfindende fortwährende und allmähliche Bewegung der Isothermen nach dem Äquator zu hatte nämlich zur Folge, dass sich auch die Floren allmählich nach ihren jetzigen Verbreitungsgebieten zurückzogen, dass also ein nach dem Äquator gerichtetes Zurückweichen der bis dahin auch in nördlichen Breiten gedeihenden Formen stattfand. Das Resultat dieser Erscheinung ist, dass z. B. in Centraleuropa auf die tropische und subtropische, indisch-australische Flora des Beginnes der Tertiärzeit (des Eocäns) die subtropische, mittelamerikanische Flora des Oligocäns und Miocäns und auf diese die gemäßigte mediterraneische Flora des jüngsten Tertiärs, des Pliocäns, folgte, dass also die Floren ein und derselben Tertiärablagerung allmählich ihren anfänglich tropischen Charakter verlieren und den eines gemäßigten Klimas annehmen.

Bei den an den Boden gefesselten Pflanzen geben sich die Wirkungen klimatischer Veränderungen durchgreifender und augenfälliger zu erkennen, als bei der Tierwelt, jedoch finden sie auch in dieser und zwar namentlich in der Aufeinanderfolge der Meeresfaunen ihren unzweideutigen Ausdruck. So enthalten, um nur ein einziges Beispiel anzuführen, die untersten Ablagerungen des englischen Tertiärbeckens, die Londonthone, die Fauna tropischer und subtropischer Meere, seine obersten Schichten der Mehrzahl nach die Mollusken der England bespülenden See, anfänglich noch mit

denen südlicher Breiten gemischt, später dieselben ganz verdrängend, — eine Erscheinung, die sich überall in unseren Breiten, wo die tertiäre Schichtenreihe vollständig entwickelt ist, wiederholt.

5. in dem vollständigen Aussterben vieler Tier- und Pflanzenformen und dem Zurücktreteten anderer, welche bis dahin als wesentliche Glieder der früheren organischen Welt charakteristisch für verflossene Perioden waren. Mit dem Beginn der Tertiärzeit verschwinden von der Weltbühne die Inoceramen und Exogyren (so massenhaft in Jura und Kreide verbreitet), die Rudisten (felsbildend in der Kreide), die Nerineen (ganze Bänke der Jura- und Kreideformation anfüllend), die Ammoniten und Belemniten (die verbreitetsten Formen des Jura und der Kreide), die Turriliten, Scaphiten, Baculiten und die übrigen Nebenformen der Ammoniten (so charakteristisch für die Kreide), endlich die mesozoischen Dinosaurier, Meeressaurier, Flugsaurier und Mosasaurier. Andere Tier- und Pflanzentypen treten mit Beginn der Tertiärperiode mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie allmählich auf die verhältnismäßige Seltenheit in der Jetztwelt herabsinken. Hierher gehören namentlich die Cycadeen, die tropischen Coniferen, die Crinoideen, viele Molluskengeschlechter (vorzüglich Trigonina) und die Ganoidfische.

6. in der großartigen Entfaltung von Tier- und Pflanzentypen, deren erstes Auftreten in mesozoische Perioden fällt, so der Angiospermen, also Laubhölzer, von denen wir die ersten Spuren in der Kreide fanden, und der Palmen, der Batrachier, Squaliden und Knochenfische; endlich und zwar namentlich der Säugetiere. In ihrem und der Laubhölzer massenhaften Auftreten liegt einer der wesentlichsten Charaktere der Tertiärperiode. Die ältesten uns bekannten Reste der Säugetiere stammen aus der obersten Trias und gehören Beuteltieren an; im Dogger, weißen Jura und in der Kreide wiederholen sich ähnliche vereinzelte Vorkommnisse dieser niedrigsten, ihre Jungen in unreifem Zustande gebärenden Säugetiere, aber erst im unteren Tertiär beginnt sich eine größere Mannigfaltigkeit und Reichhaltigkeit innerhalb dieser Tierklasse zu zeigen; ihm gehören die ersten Vertreter der höher stehenden, vollkommen entwickelte Junge zur Welt bringenden Säugetiere (Placentalia) an*).

In der alttertiären Zeit sind es Huftiere und zwar sowohl Unpaarhufer, als Paarhufer, welche die verbreitetsten Formen liefern. Freilich sind diese z. T. noch wenig specialisiert, vielmehr oft noch als Collectivtypen, als Bindeglieder heute scharf ausgeprägter Säugetierabteilungen ausgebildet. Zu den Unpaarhufern gehört vor allem das *Palaeotherium* (Fig. 524 und 558; tapirähnlich, mit rhinocerosartigem Zahnbau und mit

* K. v. Zittel. Die geol. Entwicklung, Herkunft und Verbreitung der Säugetiere. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. München. 1893. XXIII. H. II. S. 437. — H. F. Osborn. Rise of the Mammalia in North America. Americ. Association. Aug. 1893.

drei gleichstarken Zehen, eine Ahne unseres Pferdes), zu den Paarhufern hingegen *Anoplotherium* (Fig. 559; langschwänzig, wiederkäuerähnlich, mit zwei Zehen und unbedeutenden Resten von Seitenzehen), ferner *Anthracotherium* (dem Wildschwein sowie dem Hippopotamus ähnlich). Zu



Fig. 524. *Palaeotherium magnum* Cuv.

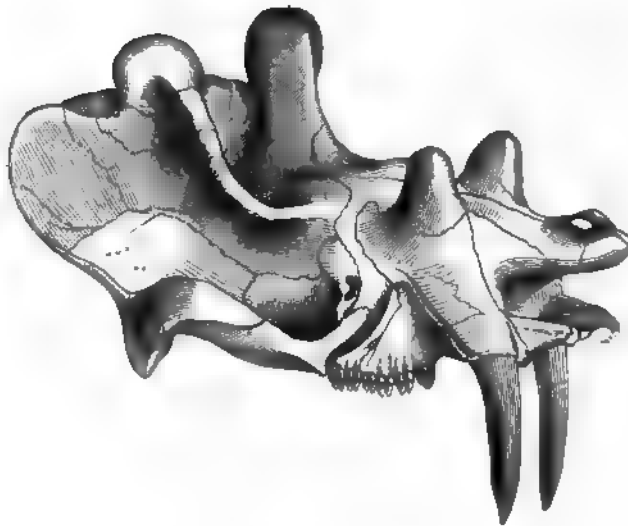


Fig. 525. Schädel von *Uintatherium* (*Dinoceras*) *mirabile* Marsh.

den auffallendsten Gestalten der Huftiere jedoch zählen *Coryphodon* (bärenartig, aber mit dem Fußbau des Elefanten) sowie die Dinoceraten *Uintatherium* (*Dinoceras*) und *Loxolophodon*, aus dem nordamerikanischen Alttertiär. Letzteres waren gewaltige, plumpe, elefantenähnliche Huftiere mit riesigen Hauern im Oberkiefer (Fig. 525), auf der Oberseite des Schädels mit

3 Paar Knochenvorsprüngen, welche wohl als Träger großer Hörner dienten. Mit allen diesen Huftieren waren primitive Formen der Raubtiere (Creodontia), der Halbaffen (Lemuriden), Nager und Insectivoren vergesellschaftet.

Dem Alttertiär gehören die weiter hinten zu besprechenden Säugetierfaunen von Cernays in Frankreich, der Puerco-, Wahsatch- und Bridger-Gruppe in Nordamerika, ferner des Montmartre in Frankreich, von Bembridge in England, sowie der Bohnerz- und Phosphoritablagerungen im schweizer, schwäbischen und fränkischen Jura und des Quercy in Frankreich an.

Reichlicher und schärfer ausgeprägt gestaltet sich die Säugetierfauna des Jungtertiärs, welche vorzüglich durch z. T. moderne Geschlechter echter Raubtiere (Hyaena, Machaerodus, Felis, Canis, Ursus), der Nashörner (Rhinoceros), der Pferde (Anchitherium, Hipparion), der Paarhufer (Hippopotamus, Procamelus, Hirsche und Antilopen), der Rüsselträger (Dinotherrium, Mastodon) und der Affen vertreten ist.

7. in dem allmählichen Erscheinen einer immer größeren Anzahl den heutigen nahe stehender und endlich mit ihnen identischer Molluskenarten, demzufolge die Zahl der im Tertiär vertretenen, jetzt noch lebenden Species in den jüngeren Tertiärablagerungen mehr und mehr wächst. So nimmt man von der Molluskenfauna der Miocänformation (das Tertiär zerfällt in Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän) an, dass sie 40—40 Procent, von dem älteren Pliocän, dass es 40—60, von dem jüngsten Pliocän, dass es schon 60—90 Procent noch lebende Molluskenarten enthalte.

Fasst man die oben beschriebenen Erscheinungen kurz zusammen, so gelangt man zu folgender Charakteristik der Tertiärperiode: Die Tertiärperiode ist das Zeitalter, in welchem Palmen, Laubhölzer und Säugtiere zu einer formenreichen Entfaltung gelangen; infolge einer schärferen Ausbildung der Klimazonen macht sich eine zonenweise, von der Entfernung vom Äquator abhängige Sonderung der Organismen immer bemerklicher; unter den verschiedenartigen klimatischen Einflüssen, die durch Entstehung von Hochgebirgen noch complicierter werden, bilden sich innerhalb der Meere und deren Buchten die mannigfaltigsten Localfaunen aus. Ähnliches ist auf dem Festlande und in den süßen Gewässern der Fall. Die klimatischen Verhältnisse nähern sich mehr und mehr denen unserer Zeit, Hand in Hand damit geht das Auftreten einer immer größer werdenden Anzahl von Tier- und Pflanzenformen, welche mit denen der Jetztzeit identisch sind. Die Mannigfaltigkeit der irdischen Verhältnisse und des organischen Lebens während der Tertiärperiode ist größer, als in irgend einem der vorhergehenden Zeitalter, und repräsentiert die letzte Stufe der Erdentwicklung vor ihrem Eintritt in die Jetztzeit.

Der Vollzug aller dieser Vorgänge während der Tertiärperiode ist recht dazu geeignet, uns die Größe des Zeitraumes, welchen die Erdentwicklung in Anspruch nahm, vor Augen zu führen. Ganze Faunen und

Floren sind innerhalb dieser einen Periode von anderen verdrängt worden, der vielverzweigte Stamm der Säugetiere hat sich während derselben entwickelt, Hochgebirge sind entstanden, aus Inselgruppen sind Continente geworden. Und doch füllt diese Tertiärperiode nur das letzte Blatt der Erdgeschichte, soweit sich diese vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat.

Die Schichtenreihe des Tertiärs in allgemein gültiger Weise zu gliedern, die einzelnen Unterabteilungen entfernter Tertiärareale mit einander zu parallelisieren und für sie charakteristische Merkmale aufzustellen, hat un-gemeine Schwierigkeiten. Man denke sich einen Teil der jetzigen Meere durch Hebungen trocken gelegt, ihren Zusammenhang durch jüngere Ablagerungen verdeckt oder durch Erosion zerschnitten, einen Teil dieses jungen Festlandes zu Gebirgen emporgestaut, anderes in seiner ursprünglichen Lagerung erhalten, — welche Anhaltspunkte würde ein Geolog der Zukunft haben, um die Gleichalterigkeit der Sedimente des Roten und des Mittelländischen Meeres, des stillen Oceans und des Golfes von Mexiko beweisen zu können? In der Übereinstimmung der Bewohner dieser Gewässer würde er sie, trotzdem die letzteren oft nur durch wenige Meilen Festland von einander getrennt sind, nicht finden. Die Ablagerungen aus der Tertiärperiode umschließen aber außerdem die Beweise einer mehrmaligen Umgestaltung der Faunen jedes Meeres, der Tier- und Pflanzenwelt jedes Continentes, so dass sich die Verhältnisse zu außerordentlich schwierigen gestalten. Die einzige Möglichkeit der Feststellung des größeren oder geringeren Alters tertiärer Meeresablagerungen und dadurch ihrer Äquivalenz beruht auf der Vergleichung ihrer Faunen mit denen der benachbarten Meere, als deren Rückstände sie zu betrachten sind und mit denen sie um so mehr Arten gemeinschaftlich führen werden, je jünger sie sind, während umgekehrt größere Unähnlichkeit und (beim Tertiär unserer Breiten) sich mehrende tropische Charakterzüge für größeres Alter sprechen. Man hat früher geglaubt, in der Molluskenfauna des Eocäns 3, des Miocäns 19, des Pliocäns 52 Procent noch lebender Arten zu erkennen, Verhältniszahlen, welche infolge jedes neuen Fundes schwanken und wegen der Schwierigkeit der Identificierung der Species und der Unbestimmtheit des Speciesbegriffes unsicher bleiben mussten. Nach neueren Vergleichen haben sich jene Werte dahin umgeändert, dass im Eocän noch keine, im Oligocän und Miocän etwa 10—40, im Pliocän gegen 40—90 Procent jetzt noch lebender Molluskenarten auftreten.

Von derartigen Grundlagen ausgehend, also je nach dem obwaltenden Grade der Ähnlichkeit mit der heutigen organischen Welt, hat man das Tertiär wie folgt gegliedert:

II. Jungtertiär (Neogen):

2. Pliocän,

1. Miocän.

I. Alttertiär (Paläogen):

2. Oligocän,

1. Eocän.

Wir werden jede dieser Stufen für sich betrachten und, da eine Generalisierung nicht wohl möglich ist, von den zahlreichen localen, jedesmal nur auf gewisse Gebiete beschränkten Ausbildungsweisen einige typische Beispiele kurz beschreiben.

Das Alttertiär.

Das Eocän.

Obereocän	Das Eocän Sünglands		Das Eocän des Seinebeckens	Das Eocän Belgiens
	Barton clay and sand		Calcaire de St. Ouen. Sables moyens de Beauchamp	Système Wemmelien
Mitteleocän	Bagshot and Bracklesham		Calcaire grossier (Pariser Grobkalk)	Syst. Laékenien Syst. Bruxellien
	London clay and Bognor beds		Sables nummulitiques de Cuise	Syst. Panisellen Syst. Yprésien
Untereocän	Paleocän	Woolwich and Reading beds = Plastic clay	Argile plastique et lignite du Soissonais	Syst. Landenien
		Thanet sands	Sables de Bracheux, Marnes strontianifères de Meudon. Faune de Cernays	Syst. Heersien

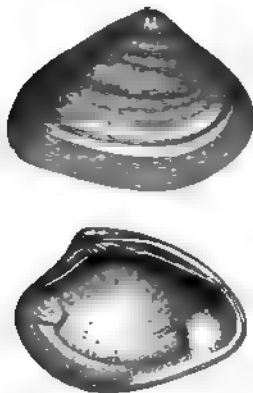
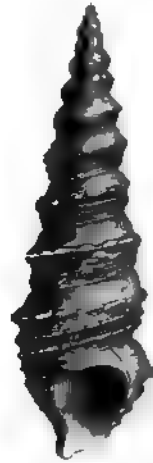
Das Eocän im südlichen England. Die tertiäre Schichtenreihe Englands beginnt mit:

Untereocän (Paleocän).

1. Thanetsanden, kiesigen Sanden und untergeordneten Sandsteinen, welche den Boden der Kreidemulde, in der sich das Tertiär ablagerte, local bedecken. Mit mariner Fauna (Fusus, Scalaria, Nucula, Ostrea). Auf sie oder, wo sie fehlen, direct auf die weiße Kreide folgt

2. die Woolwich and Reading Series, ein etwa 30 m mächtiger Complex von meist dunkelen, zum Teil bunten plastischen Thonen, wechselagernd mit weißen Sanden und Feuersteinkies, welche sich durch das Auftreten von untergeordneten Braunkohlen und das Vorkommen von Cyrenen, Cerithien, Melanien, Melanopsis und Paludina als eine wenigstens teilweise

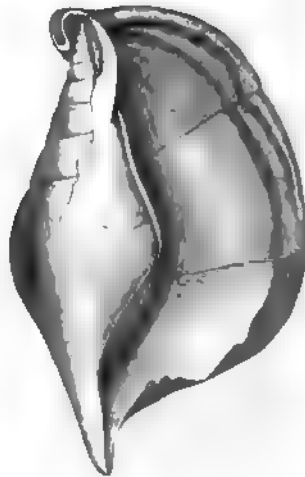
fluvatile und brackische Bildung zu erkennen giebt. Die beiden häufigsten Conchylien sind: *Cyrena cuneiformis* Sow. und *Melania inquinata* Desh. (Fig. 526 und 527).

Fig. 526. *Cyrena cuneiformis* SowFig. 527. *Melania inquinata* Desh.

Diese beiden Complexe nebst ihren Äquivalenten sind von Schimper, v. Koenen und englischen Geologen als selbständige Stufe (Paleocän) vom Eocän abgetrennt worden.

Mittleocän.

1. Der London-Thon, gegen 200 m mächtig, einförmig zähe, graue oder braune Thone mit Septarien, welche sehr reich an organischen Resten sind. An seiner Basis die Oldhaven-Beds (Feuerstein-Kiese). Die Blätter

Fig. 528. *Nucula amygdaloides* Sow.Fig. 529. *Voluta nodosa* Sow.Fig. 531. *Rostellaria macroptera* Brand.Fig. 530. *Atrina zickzack* Sow.

und Früchte einer Anzahl tropischer Pflanzen, die Reste von Crocodilen, Schildkröten, Vögeln (diese bei *Odontopteryx* mit knöchernen Zähnen) und Säugetieren (*Coryphodon*, *Didelphys*) weisen darauf hin, dass sich die London-Thone in der Nähe von Festland abgelagert haben müssen, welchem die genannten organischen Reste durch Flüsse entführt worden sind. Neben ihnen finden sich zahlreiche Arten von *Conus*, *Voluta*, *Cypraea*, *Nucula*, *Aturia*, welche ebenso wie jene für ein damals herrschendes tropisches Klima sprechen. Einige charakteristische Formen sind: *Nucula amygdaloides* Sow., *Voluta nodosa* Sow., *Rostellaria macroptera* Brand, *Aturia zickzack* Sow. (Fig. 528 bis 531).

2. Bagshot- und Bracklesham-sand. Auf die London-Thone folgen in der Nähe der englischen Hauptstadt bis gegen 200 m mächtige



Fig. 532. *Venericardia planicosta* Lam.

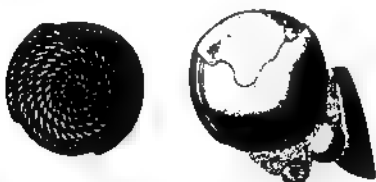


Fig. 533 u. 534. *Nummulites laevigatus* Lam.
(Fig. 533 im Längsbruche.)

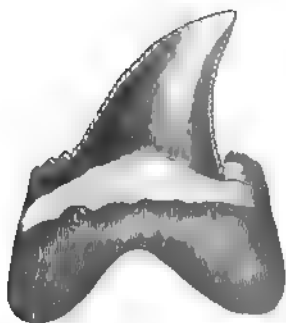


Fig. 535. *Garcharodon angustidens* Ag.



Fig. 536. *Otodus obliquus* Ag.

gelbe, unfruchtbare Quarzsande (Bagshotsande), auf welche ein glaukonitischer sandiger Schieferletten aufgelagert ist. Während die ersteren fast vollkommen versteinerungsleer sind, führen die Grünsande neben den Resten von Gavialen und Schildkröten sowie Fischzähnen (Fig. 535 u. 536) zahlreiche Individuen von *Venericardia planicosta* (Fig. 532), *Ostrea flabellula* und *Corbula striata*. Weiter südlich sind diese mittleren Bagshotsande, die dort Braklesham-beds genannt werden, sehr reich an organischen Resten, welche deren Äquivalenz mit dem Pariser Grobkalke beweisen und bei Besprechung dieses letzteren zum Teil abgebildet werden sollen, so *Cerithium giganteum* Lam., *Murex asper*, *Conus deperditus*, *Cypraea inflata*, *Voluta crenulata*, *Turritella imbricata*, *Turritella terebellata*, *Venericardia planicosta* (Fig. 532), *Pectunculus pulvinatus*, *Turbinolia sulcata*, *Nummulites laevigatus* (Fig. 533 u. 534) u. a.

Obereocän.

Barton-Thon und -Sand; bis 120 m mächtige, dunkle, sandige Thone mit Sphärosideritnieren, sowie mit *Nummulites variolarius* Lam.,



Fig. 537. *Chama squamosa*
Eichw.



Fig. 538. *Cardita sulcata*
Brug.

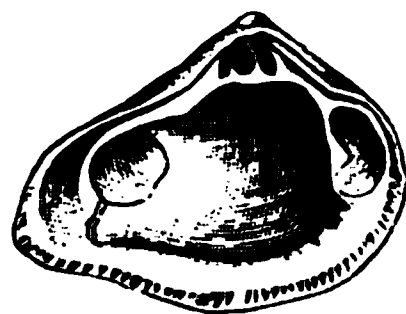


Fig. 539. *Crassatella sulcata* Sow.



Fig. 540. *Typhis pungens*
Brand.

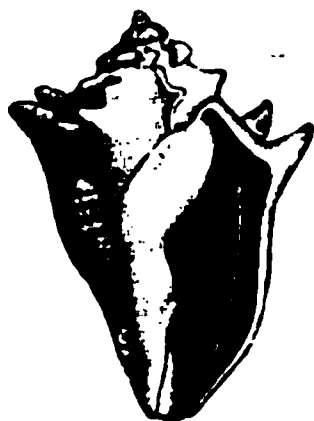


Fig. 541. *Voluta athleta*
Sol.



Fig. 542. *Terebellum fusiforme* Lam.

Numm. planulatus, *Chama squamosa* Eichw., *Cardita sulcata* Brug., *Crassatella sulcata* Sow., *Typhis pungens* Brand, *Voluta athleta* Sol., *Terebellum fusiforme* Lam. (Fig. 537 bis 542).

Das Eocän des pariser Beckens. Die hierher gehörigen Tertiärlagerungen bestehen aus einem Complex von abwechselnden marinen, brackischen und Süßwassersedimenten und füllen, überlagert von den jüngeren Tertiärgebilden, ein flaches, tellerförmiges Becken aus, welches von der obersten Kreide geformt wird und in dessen Centrum Paris liegt. Die Hauptglieder dieser nordfranzösischen eocänen Schichtenreihe sind:

Untereocän (Paleocän).

1. untere Sande (Sande von Bracheux). Diese Gruppe beginnt mit den Strontian führenden Mergeln von Meudon, dann weißen Sanden und Mergeln, welche Süßwasserconchylien sowie die Reste von *Arctocyon primaevus*, dem ältesten fleischfressenden Säugetier, führen. Auf sie folgen marine, graue, mitunter glaukonitische Sande mit *Ostrea bellovacina*, *Crassatella sulcata*, *Voluta depressa* etc. Beide zusammen sind die Repräsentanten des englischen Thanetsandes.

Diesem untersten Eocän gehören auch die in der Gegend von Reims auftretenden Süßwasserschichten mit den Resten der ältesten tertiären Säugetiergesellschaft von Europa an, welche eine überraschende Ähnlichkeit mit der Fauna der nordamerikanischen Puerco-Gruppe (s. S. 673) hat. In dieser Fauna von Cernays sind außer einigen Beutelratten *Creodonten* (Fleischfresser von höchst primitivem Gepräge, z. B. *Arctocyon*), Huftiere und Halbaffen vertreten.

2. Plastische Thone und Braunkohlen; Sande von Soisson mit *Melania inquinata*, *Cyrena cuneiformis*, *Ostrea bellovacina* (= Woolwich and Reading beds).

Mittleocän.

3. *Sables nummulitiques de Cuise*. Die plastischen Thone werden z. B. bei Cuise Lamotte bei Compiègne von glimmerreichen oder glaukonitischen Sanden überlagert, welche stellenweise reich an organischen Resten sind, unter welchen sich *Nummulites planulatus* Lam., *Turritella hybrida*, *Nerita conoidea* Lam. und zu oberst *Venericardia planicosta* durch ihre Häufigkeit hervorheben.

2. Der Grobkalk von Paris (*Calcaire grossier*), eine 20 bis 30 m mächtige Schichtenreihe von sandigen, glaukonitischen oder mergeligen Kalksteinen, welche zu unterst sehr reich sind an *Nummulites laevigatus*, *Numm. scaber*, *Ostrea flabellula* und *O. multicostata*, in den mittleren Regionen vorzüglich häufig folgende Conchylien führen: das bis 0,7 m lange *Cerithium giganteum* (Fig. 546), *Turritella imbricata*, *Conus deperditus* (Fig. 544), *Cassis cancellata* (Fig. 545), *Cerithium hexagonum* (Fig. 547), *Fusus bulbiformis*, *Chama calcarata*, *Lucina mutabilis* und *concentrica*, *Cardita imbricata*, *Crassatella ponderosa* (Fig. 548), *Corbis lamellosa*, *Cardium porulosum* (Fig. 549), *Venericardia planicosta* (Fig. 532). Der obere Grobkalk namentlich mit: *Cerithium angulosum*, *interruptum* und *lapidum*, *Lucina saxorum* und *Cardium obliquum*. Gewisse Schichten, vorzüglich des mittleren Grobkalkes, die Miliolidenkalke, bestehen fast lediglich aus Foraminiferenschalen von etwa Sandkorngröße und liefern einen trefflichen Anhaltspunkt zur Orientierung in dem Tertiär des Seinebeckens. Auch Cerithien, von denen im Pariser Becken über 150 Species bekannt sind, können einzelne Schichten des Grobkalkes vollkommen ausfüllen. Zugleich

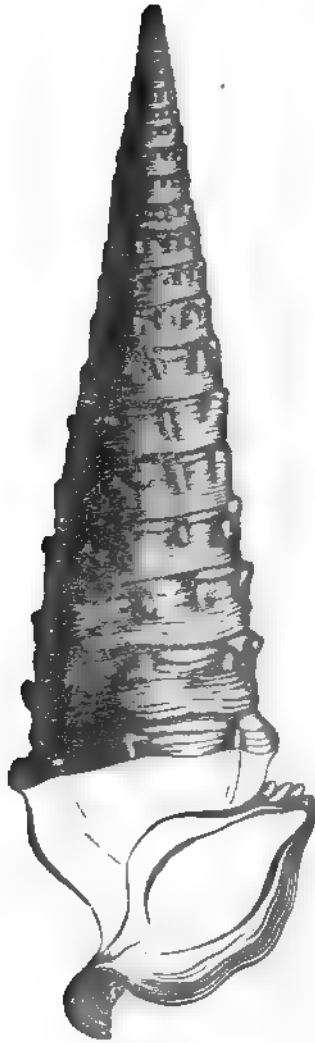


Fig. 546. *Cerithium giganteum* Lam.



Fig. 543. *Nerita conoides* Lam.



Fig. 544. *Conus deperditus* Lam.

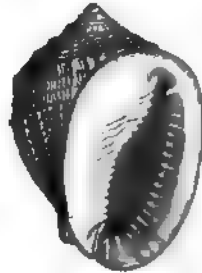


Fig. 545. *Cassia cancellata* Lam.

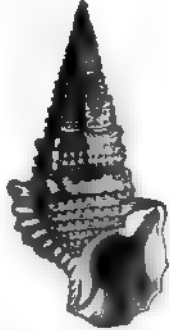


Fig. 547. *Cerithium hexagonum* Brug.



Fig. 548. *Crassatella ponderosa* Nyst.

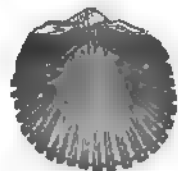
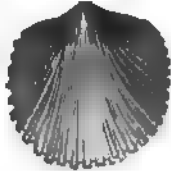
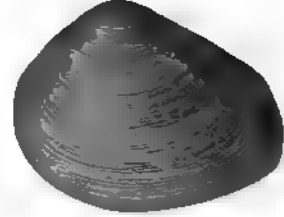


Fig. 549. *Cardium porulosum* Lam.

mit Skeletteilen einer vorwiegend aus Huftieren bestehenden Säugetierfauna (Lophiodon, Propalaeotherium, Palaeotapirus).

Obereocän.

1. Mittlerer Meeressand (Sables moyens, grès de Beauchamp. Lichte Quarzsande, in denen außer zahlreichen marinen Mollusken namentlich ein kleiner Nummulit (*N. variolarius*) häufig ist.

2. Süßwasserkalk von St. Ouen mit *Planorbis*, *Limnaeus*, *Bithynia* etc.

Das Eocän des Südens*). In der Jura-, namentlich deutlich aber in der Kreideformation offenbarte sich die Erscheinung, dass deren südliche Verbreitungsgebiete einen von den nördlichen vollkommen verschiedenen Gesamtcharakter besaßen. Ähnliches wiederholt sich in der Eocänformation.

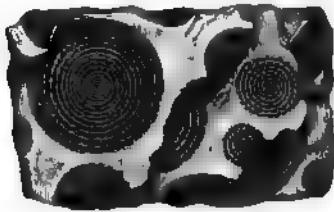


Fig. 550. Nummulitenkalkstein aus den Pyrenäen mit Längsdurchschnitten von *Nummulites* Puschl d'Arch.

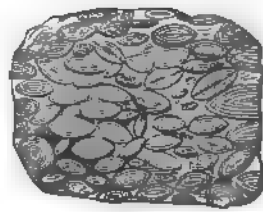


Fig. 551. Nummulitenkalkstein aus Ungarn mit Querdurchschnitten von *Nummulites scaber* Lam.

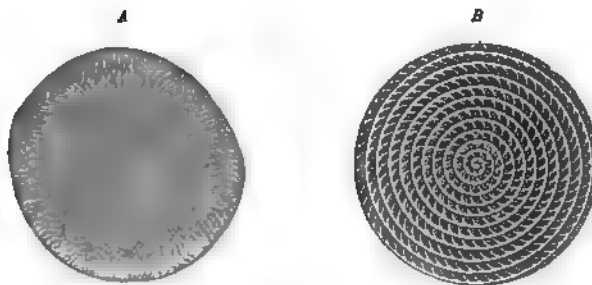


Fig. 552. *Nummulites nummularius*.
A äußere Ansicht, B Horizontaldurchschnitt der Schale.

War es in der Kreide die merkwürdige Gruppe der Rudisten und Caprotinen, welche jene alpine Facies bedingte, so ist es in dem Eocän das nicht weniger eigentümliche Geschlecht der Nummuliten (Fig. 552), auf deren plötzlichem Auftreten in unermesslichen Scharen der Habitus des südlichen

* Studer. Geol. d. Schweiz. Bd. II. Bern u. Zürich 1853. S. 87 u. f. — Gümbel. Geogn. Besch. des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861. S. 579 u. f. — F. v. Hauer. Geologie. II. Aufl. 1877. Eocänformation in den Alpenländern u. in d. Karpathenländern. — O. Heer. Urwelt d. Schweiz. 1879. S. 244.

Eocäns beruht. In diesem bilden sie oft fast das ausschließliche Material mächtiger Schichtencomplexe (Fig. 550 u. 551), welche man als Nummulitenschichten bezeichnet.

Diese südliche oder alpine Facies des Eocäns ist eins der großartigsten geologischen Phänomene. Mächtige Schichtensysteme bestehen zum Teil fast lediglich aus linsen- bis thalergroßen Schalen von Nummuliten, einem Foraminiferen-Geschlechte, welches eine Häufigkeit der Individuen erreicht, für die wir kaum ein Analogon besitzen, um nach kurzem wieder zu verschwinden. Und wie gewaltig war ihr Verbreitungsgebiet! In einer nur wenig unterbrochenen Zone und in größter Gleichförmigkeit ziehen sich die Felsen, welche local fast ausschließlich von ihren Schalen aufgebaut sind, von Spanien und Marokko aus, die beiden Seiten des mittelländischen Meeres entlang, durch die ganzen Alpen und Karpathen, durch die Apenninen, Griechenland und die Türkei, durch Nordafrika, Ägypten und Kleinasien, durch Persien und Ostindien bis nach China, Java, Sumatra und den Philippinen, kurz von einem bis zum anderen äußersten Ende der alten Welt. An dem Baue der gewaltigsten Gebirge, welche diese trägt, haben sie Teil genommen, sind bei deren Entstehung in ihrer Lagerung so gestört und von gewaltsamen Dislocationen betroffen worden, dass sie sich jetzt unter höchst verworrenen Lagerungsverhältnissen in bis 3000, ja 5000 Meter Höhe finden.

Die Nummulitenschichten sind größtenteils dichte, zähe, graue, gelbe oder rote Kalksteine, die sich stets durch ihren Reichtum an Nummuliten auszeichnen, ja lediglich zu Aggregaten von millionenweise dicht übereinander liegenden Nummuliten werden. Nicht selten wird die Kalksteinmasse, welche die einzelnen Nummuliten zusammenhält und verkittet, durch Sand vertreten, so dass Nummulitensandsteine entstehen. In ganz ähnlicher Weise stellen sich oolithische Eisenerze ein, so am Kressenberg und bei Sonthofen im südlichen Bayern.

Außer diesen Foraminiferen kommen, zum Teil mit ihnen vergesellschaftet, zum Teil auf Schichten, welche mit Nummulitenbänken wechselagern, beschränkt, eine große Anzahl anderer fossiler Reste vor, unter denen sich als für die südliche Facies des Eocäns charakteristisch Riffkorallen und eine Fülle von Seeigeln besonders hervorheben, während andere mit solchen aus den eocänen Ablagerungen von England und des Seinebeckens identisch sind. Als bekannte derartige Fundstellen sind zu nennen: der Kressenberg in den bayerischen Alpen, Biarritz am Fuße der Pyrenäen, Ronca und Monte Postale in Oberitalien, Mokattam bei Kairo. Durch seinen Reichtum an wohlerhaltenen Fischen und Palmen ist der Kalkschiefer des Monte Bolca in Oberitalien berühmt.

Außer durch die eben kurz geschilderten Nummulitenschichten spricht sich die südliche Facies des Alttertiärs in noch einer zweiten, eigentümlichen

Gesteinsbildung aus, dem Flysch, von welchem S. 644 und 646 gezeigt wurde, dass seine Bildung bereits in der Kreidezeit begann, der also ein Faciesgebilde teils der Kreideformation, teils des unteren Tertiärs (des Eocäns und Unteroligocäns) vorstellt, dann mit den Nummulitenkalken eng verknüpft ist und z. B. die versteinungsreichen Kressenberger Schichten der bayerischen Alpen concordant überlagert (Fig. 553). Der Flysch (Massigno der Seealpen und Apenninen) ist eine mächtige Schichtengruppe



Fig. 553. Profil der Nummulitenformation am Gröden bei Sontheim in Südbayern.

Nach Gumbel.

A Unteres Neocom	} alpine Kreide.	a Grünsandstein	} alpinen Eocän.
B Schrattenkalk		b Mergelschiefer	
C Gaultsandstein		c Nummulitenkalkstein	
D Seewenalkstein		d Mergel mit Eisenerzen	
D' Seewenmergel		e Quarziger Nummulitenkalk	
		f Flyschähnliche Nummulitenschichten	
		F Flysch.	

von dunkelfarbigem Schiefer und Sandsteinen, thonigem Kalkstein und Mergelschiefer, deren Schichtenflächen häufig von Kriechspuren von Würmern bedeckt sind, die früher für Fucoiden (Chondrites) gehalten wurden. Nicht selten sind dem feinthonigen Flysch größere Gerölle und Blöcke eingestreut, die z. T. den benachbarten Bergketten fremd sind, dahingegen in den Alpen und Karpathen aus früher nördlich vorliegenden Gebirgswällen herkommen (exotische Blöcke). Dieser Flyschformation gehören auch die schwarzen Dachschiefer von Glarus an, welche durch ihren Reichtum an Knochenfischen (Palaeorhynchus, Meletta) berühmt geworden sind. Jedenfalls ist ein mehr als 300 m mächtiges Schichtensystem, welches abgesehen von den Fischen in den glarner Schiefer und den Kriechspuren von Würmern keinerlei animalische Reste zeigt, unmittelbar zwischen von Tiergehäusen angefüllten Gesteinsbildungen eine höchst auffallende Erscheinung, welche das Eigentümliche des alpinen Alttertiärs noch erhöht.

Das Alttertiär der Rocky Mountains. In dem Raume zwischen den Rocky Mountains und dem Wahsatchgebirge breiten sich in der enormen Mächtigkeit von über 3000 m Süßwasserablagerungen als Ausfüllungsmassen eines wesentlich der Eocänperiode angehörigen großen Binnensees aus. Ihre Oberfläche bildet jetzt ein weites, dürres, wüstenartiges Tafelland, welches durch Erosion und Denudation terrassenförmig

zerschnitten und z. T. in eine phantastische Felsenlandschaft umgestaltet worden ist (Bad Lands). Diese alttertiäre Binnenformation zeichnet sich durch ihren Reichtum an Skeleten von Wirbeltieren und zwar namentlich von Säugetieren aus und gliedert sich in 5 Unterabteilungen, deren jede durch eine selbständige Fauna charakterisiert wird. Der unterste, etwa 1000 m mächtige Schichtencomplex, die Puerco-Gruppe, umschließt die Reste von etwa 100 Säugetierarten, unter denen Creodontia (Urfleischfresser) vorwiegen. Zu diesen gesellen sich Amblypoda (primitive Huftiere), Tillodontia (teils an Raubtiere, teils an Nager erinnernd), Halbaffen und Beuteltieren. In der nächsten, etwa 800 m mächtigen Wahsatch-Gruppe walten neben Creodonten von ausgesprochenem Raubtiergepräge Huftiere vor (so Coryphodon, Lophiodon, Eohippus, Tapire). Die darauf folgende Green-River-Gruppe hingegen liefert ausschließlich Fische vom Habitus der Monte-Bolca-Fauna. Die nächst höhere, 800—900 m mächtige Bridger-Gruppe ist die Lagerstätte riesiger Dinoceraten (Uintatherium, Fig. 525, und Tinoceras), ferner von Coryphodon, Phenacodus und Tillotherium, sowie zahlreicher Nager, Insectivoren und Creodonten (Proviverra). Die letzten Absatzproducte des ursprünglichen Wahsatch-Sees bildet die unter- und mittel-oligocäne Uinta-Gruppe mit einer Säugetierfauna, der außer Creodonten u. a. die Gattungen Titanotherium, Diplacodon, Amynodon und Epihippus angehören. Dem Alter nach schließen sich an die Uinta-Gruppe die in Oregon, Nevada und benachbarten Teilen der Rocky Mountains verbreiteten und als White-River-Gruppe bezeichneten Binnensee-Ablagerungen an, welche sich namentlich durch die Führung von Titanotherium (riesige Rhinocerosse mit zwei neben einander stehenden Hörnern) und von Oreodon (»wiederkäuende Schweine«) auszeichnen.

Das Oligocän.

Tabellarische Übersicht auf S. 674.

Das Oligocän in Südengland. An die S. 664 beschriebene eocäne Schichtenreihe Englands und zwar speciell an die Bartonthone schließt sich eine fluvio-marine Bildung an, während deren Ablagerung stets Schwankungen des Meeres stattfanden, so dass bald marine, bald brackische, bald Süßwassergebilde zum Absatz gelangten. Sie zerfällt in drei Abteilungen:

1. Das **Unteroligocän** von Headon, Osborne und Bembridge besteht vorzugsweise aus abwechselnden Süßwasser- und Brackwasserschichten, also Sanden, Mergeln und Thonen mit Arten von Cyrena, Unio, Paludina, Planorbis, Potamides, Cerithium, Melania, Limnaea, Helix und Bulimus. Von diesen können als einige der verbreitetsten und häufigsten

Das Oligocän

	von England	des Seinebeckens	von Norddeutschland	der Schweiz und Südbayerns	Mainzer Beckens
Oberes	Lignite and clay of Bovey	Calcaire à hélices; Calcaire de Beauce; Neulères de Montmorency; Marnes d'Etampes.	Mergel von Osnabrück, Wiepke und Bunde; Muschel-sande von Kassel; Sternberger Gestein; Glimmer-sande der Mark, Sachsens, von Cre-feld, Düsseldorf; obere Braunkohlen.	Untere Suß-wassermolasse aquitanische Stufe); Cyrenen-schichten Süd-bayerns mit Pechkohlen-Flötzen Mies-bach, Rote mergelige Molasse des Rigi.	Cerithien-schichten nebst Land-schnecken-kalk und Blätter-sandstein. Cyrenen-mergel.
Mittleres	Sußwasser-gebilde der Hempstead beds.	Grès de Fontainebleau; Molasse d'Etrecy; Marnes à Ostrea; Traver-tin de la Brie; Marnes à Cyrènes.	Septarian- Rupel-thon; Stettiner und Söllinger Sand; Rupélien.	Untere Meeresmolasse Tongrische Stufe.	Septarien-thon; Meeressande von Wein-heim-Alzei. Im Unter-Elsass Asphaltkalk.
Unteres	Bembridge Series; Osborne Series; Hendon series.	Gypse du Montmartre; Marnes et sables à Mytilus, à Pholadomya, à Lucina et à Cerithes.	Untere Braunkohlen Sachsens; Thone von Egeln; Bernstein-führende Schichten des Samlandes; Unterste norddeut-sche Braunkohlen-bildung von Egeln.	Schichten von Haring, Blätter-sandstein von Rent i Winkel Jungste Nummuliten-und Flysch-bildung.	Im Elsass Petrolsand-mergel und Cyrenen-kalke.
Anschließend an das Eocän; siehe Tabelle auf S. 664.					

gelten: *Planorbis euomphalus* Sow. (Fig. 554), *Planorbis discus* Edw., *Cerithium concavum* Desh., *Paludina orbicularis* Sow. (Fig. 555), *Melania turritissima* Forbes, *Limnaea longiscata* Brongn., *Helix occlusa* Edw., *Neritina*



Fig. 554. *Planorbis euomphalus* Sow.



Fig. 555. *Paludina orbicularis* Sow.

concava Sow. — Zu diesen Mollusken gesellen sich die Reste zahlreicher Wirbeltiere, und zwar vorzüglich von Säugetieren, welche innerhalb der unteroligocänen Schichtenreihe Englands auf zwei Horizonte verteilt sind,

deren unterer der Headon-, deren oberer der Bembridge-Series angehört. Sie gehören, abgesehen von verschiedenen Schildkröten, Schlangen und Crocodilen, namentlich den Gattungen *Anoplotherium* und *Palaeotherium* und der übrigen Säugetierfauna an, welche sich in dem Gypse des Montmartre findet. Zwischen dieser Schichtenreihe mit Süßwasser- und Landbewohnern treten jedoch gewisse Schichten marinen Ursprungs eingeschaltet auf, deren Fauna mit der des deutschen Unteroligocäns über 20 charakteristische Arten gemein hat, so dass die Äquivalenz der Headon-Bembridge-Series, des Gypses vom Montmartre und des deutschen Unteroligocäns gesichert ist.

2. Das **Mitteloligocän**, die Hempstead-Series, brackische, etwa 60 m mächtige Thone, Sande und Mergel mit *Cyrena semistriata* Desh. (Fig. 556), *Cerithium plicatum* Brug. (Fig. 557), welche sich ebenfalls in den gleichalterigen Meeressanden von Frankreich (Sable d'Étampes) finden.

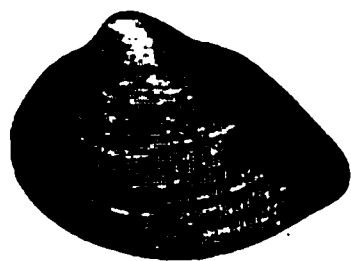


Fig. 556. *Cyrena semistriata* Desh.

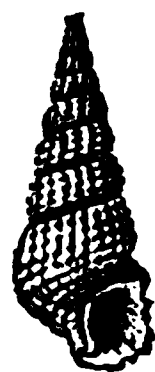


Fig. 557. *Cerithium plicatum* Brug.

3. Dem **Oberoligocän** scheint jene kleine Braunkohlenformation anzugehören, welche eine muldenförmige Vertiefung in der Granitregion von Bovey-Tracey in Devonshire ausfüllt. Sie besteht aus einer 100 m mächtigen Schichtenreihe von wechselnden Sanden, Thonen und Braunkohlen und ist außerordentlich reich an wohlerhaltenen Pflanzenresten. Diese gehören vorzugsweise Coniferen, und zwar namentlich dem Genus *Sequoia* (*S. Couttsiae* Heer), ferner *Palmaciten* an; andere Schichten sind voll großer Farnwurzeln, noch andere reich an Dicotyledonen-Blättern (*Cinnamomum*, *Laurus*, *Quercus*, *Salix*, *Ficus* u. a.).

Das Oligocän im Pariser Becken. Im Seinebecken schließt sich an das Eocän (S. 667) folgende oligocäne Schichtenreihe an:

Unteroligocän.

1. Das Hauptglied der französischen Unteroligocänformation ist der Gyps des Montmartre, welcher in Form größerer lenticulärer Einlagerungen eingeschaltet ist zwischen Mergeln mit *Mytilus*, *Pholadomya*, *Lucina* und *Cerithium*. In ihm kommen sehr zahlreiche Knochen von Säugetieren, Vögeln und Reptilien vor. Fast kein Block wird aus dem Gyps des Montmartre gebrochen, der nicht dergleichen enthielte, meist aber isoliert und zerstreut, nur selten in vollständigen Skeletten. Die Vertreter dieser Säugetierfauna sind hauptsächlich Huftiere, so *Lophiodon*, *Ancodus* (*Hyopotamus*) und *Xiphodon*, vor allen aber das artenreiche und weitverbreitete *Palaeotherium* (Fig. 524 und 558) und *Anoplotherium* (Fig. 559), ferner Zwerghirsche, Schweine (*Elotherium*), echte, z. T. aber auch noch den

Creodonten nahe stehende Raubtiere (*Cynodon*, *Proviverra*, *Hyaenodon*, *Pterodon*) und Halbaffen, denen sich eine Anzahl Beuteltiere (*Didelphys*), Fleischfresser, Nager und Handflügler zugesellen. Im Vergleiche mit den Säugetieren, welche durch etwa 50 Species im Pariser Gypse repräsentiert sind, treten die Vögel (40 Arten) stark zurück. Auf den Schichtungsflächen des dortigen Gypses sind auch die Fußtapfen der meisten dieser Tiere,

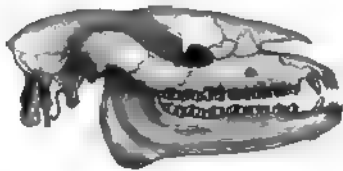


Fig. 558. Schädel von *Palaeotherium crassum* Cuv.



Fig. 559. Schädel von *Anoplotherium commune* Cuv.

welche sie im Schlamm der Seeufer hinterließen, enthalten, so die von *Anoplotherium*, *Palaeotherium*, von Land-, Fluss- und Sumpfschildkröten, großen Batrachiern, Crocodilen, Leguanen und Riesenvögeln. Die gleiche Säugetierfauna findet sich in den mit Bohnerzen und Phosphoriten ausgefüllten Jurakalkspalten des Quercy bei Villefranche.

Mitteloligocän.

1. Cyrenen-Mergel (*marnes à cyrènes*), neben Cyrenen mit viel Cerithien;

2. Süßwasserkalk von Brie (*Travertin moyen*) mit *Planorbis*, *Bithynia*, *Limnaea*;

3. Ostreen-Mergel, namentlich mit *Ostrea cyathula*;

4. Molasse von Étrechy mit *Cerithium plicatum* und *Cytherea in-crassata* sowie *Halitherium*;

5. der Sandstein von Fontainebleau, pittoreske Felsen bildend, und Sande von Étampes; an der Basis Mergel mit Cerithien, *Cytherea*, *Gasterochaena*, *Purpura*, — dann Sande mit *Lucina*, *Cardita*, *Cytherea*.

Oberoligocän.

Obere Süßwasserbildung (*Meulières de Montmorency*, *Calcaire de Beauce*), welche besteht aus Süßwasserkalken und Quarzen mit *Limnaea*, *Paludina*, *Planorbis*, und in ihrem obersten Horizonte mit zahlreichen Arten von *Helix*.

Das Oligocän in der Schweiz (untere Molassenformation*). Auf die S. 670 geschilderte eocäne und unteroligocäne, aus Nummuliten- und Flyschgebilden bestehende Schichtenreihe des nördlichen Alpensaumes

* O. Heer. *Urwelt der Schweiz*. 1879. S. 293 u. f.

folgt eine gewaltige Ablagerung von Sandsteinen und Conglomeraten, die man mit dem Namen *Molasse* bezeichnet. Sie gehört der Mittel- und Oberoligocän-, der Miocän- und der Pliocänformation an. An dieser Stelle betrachten wir nur die erstere in kurzen Zügen. Die oligocäne Molasse der Schweiz besteht aus zwei Unterabteilungen:

1. Die untere Meeresmolasse, ein Sandstein, welcher aus Körnern von Quarz, Kieselschiefer und Feldspat und einem feinsandigen, mit Säuren brausenden Mergelcemente, sowie weißen Glimmerschuppen und dunkelgrünen Glaukonitkörnern zusammengesetzt und bankartig geschichtet ist. Er führt, wie die oberen Meeressande von Frankreich, wie die Hempstead-Thone und die norddeutschen mitteloligocänen Bildungen *Cyrena semistriata* (Fig. 556), *Pectunculus obovatus*, *Ostrea longirostris*, *Ost. cyathula*, *Ost. callifera*, *Cerithium plicatum* (Fig. 557), *Cerith. elegans*, ist demnach ebenfalls mitteloligocän (tongerische Stufe).

2. Die untere Süßwassermolasse (aquitaniische Stufe). Sie beginnt mit der roten Molasse, nämlich bunten, roten Mergeln, welche stellenweise über 300 m mächtig werden und z. B. am Rigi und Hochfurren eine großartige Entwicklung besitzen. Auf sie folgen Sandsteine, Mergel und Nagelfluh, d. h. grobe Conglomerate von eigroßen, vollkommen abgerundeten Geröllen mit Eindrücken, welche sie sich gegenseitig beigebracht haben. Diese als Cyrenen-Schichten ausgebildete Molasse führt bei Monod und Rivaz im Canton Waadt, am hohen Rohren, bei Miesbach, Pensberg und am Peißenberg in Südbayern Flötze von Braunkohlen und zwar Pechkohlen und ist, wie das Vorkommen von *Corbula*-, *Paludina*- und *Melanopsis*-Arten, namentlich aber von Cyrenen, endlich das von eingeschwemmten Säugetierresten beweist, eine Brackwasserbildung*). Den wesentlichsten Bestandteil der dortigen Oligocänflora bildeten *Cinnamomum*, *Dryandroides*, immergrüne Eichen, *Ficus*, *Alnus*, *Betula*, *Juglans*, *Sequoia*, *Pinus*, *Libocedrus*, sowie Fächer- und Fiederpalmen**). Der Gesamtcharakter dieser Flora ist ein ausgesprochen subtropisch-amerikanischer, der, wenn auch modificiert durch japanische und australische Formen, an die jetzige Pflanzenwelt Floridas und Louisianas erinnert.

Das Tertiär des Elsass ist auf das Rheinthal und hier wesentlich auf das Oligocän nebst etwas Eocän beschränkt und gehört nach A. Andreae von oben nach unten folgenden Stufen an***).

*) C. W. Gümbel. Abriss der geognost. Verh. d. Tertiär-Schichten bei Miesbach. München 1875.

**) O. Heer. Flora tertiaria Helvetiae. Zürich 1854 bis 1859.

*** A. Andreae. Beitr. z. Kenntniss d. elsäss. Tert. Abh. z. geol. Specialk. v. Elsass-Lothr. Bd. II. 1883, u. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 403.

Oligocän.**Oberes** (schwach brackisch).

Schichten von Rufach mit *Cyrena convexa*, *Mytilus Faujasi* u. *Lebias*.

Cyrenenmergel, Egisheim, sowie Meroux, Moval, Fèche l'Eglise etc. bei Belfort; Kolbsheim, Truchtersheim bei Straßburg.

Mittleres (marin).

Septarienthon, Mergel mit *Leda Dehayesiana* bei Lobsann, Thone mit *Ostrea callifera* bei Hartmannsweiler etc. Im Ober-Elsass gleichalterige Fischschiefer mit *Meletta* und *Amphisile*.

Asphaltekalk von Lobsann mit *Anthracotherium alsaticum* Cuv.

Meeressand mit *Halitherium*, *Panopaea Héberti* Bosq., *Cytherea splendida*, *Pectunculus* etc. Stetten, Rötteln in Ober-Baden, Radersdorf, Dammeskirch, Ob.-Elsass. Zum großen Teil damit gleichalterig die Küstenconglomerate längs der Vogesen und des Schwarzwaldes.

Unteres (brackisch).

Petrolsandcomplex*). Graue Mergel, grünliche Thone mit eingelagerten Petrolsandsteinen (s. S. 54 u. 279), Blättersandsteinen, z. T. mit *Anodonta Daubreana* Schimp.; Pechelbronn, Schwabweiler, Unt.-Els., Hirzbach, Ob.-Els.

Gyps von Zimmersheim (Bamlach, Wasenweiler, Ober-Baden etc.) und Steinmergel mit Cyrenen (Effringen, Istein in Ob.-Baden, Zillisheim im Ober-Elsass etc.).

Eocän.**Oberes** (limnisch).

Melanienkalk mit *Melania Laurae* Math., *Megalomastoma mumia* Lmk. und *Palaeotherium medium* Cuv., Brunnstadt, Ob.-Elsass, Klein-Kémbs, Ober-Baden u. a.; Blättersandstein von Spechbach, Ob.-Els.

Mittleres (limnisch).

Buchsweiler-Kalk mit Resten einer Säugethierfauna (z. B. *Lophiodon* und *Propalaeotherium*) sowie mit *Planorbis pseudammonius* Schloth., Buchsweiler, Dauendorf, Ubstatt, Ober-Baden, Bischenberg etc. am Unterrhein; Hobel unv. Basel.

Außerdem ist das Eocän durch isolierte Vorkommnisse von Bohnerzen vertreten.

Das Oligocän des eigentlichen Mainzer Beckens findet bei Besprechung der jüngeren Tertiärgebilde im nächsten Abschnitte Berücksichtigung.

Die **Bohnerzformation** des südwestlichen Deutschlands und der angrenzenden Partien der Schweiz und Frankreichs. Die tertiären Bohnerze sind Absätze von Mineralquellen, treten fast ausschließlich im Gebiete des weißen Jura auf und bestehen aus runden, concentrisch-schaligen Körnern von unreinem Brauneisenerz, welche in mit Sandschichten wechsellagernden Thonen oft dicht an einander oder einzeln eingestreut liegen. Diese bohnerzführenden Schichten bedecken zum Teil in bis über 30 m mächtigen ausgedehnten Ablagerungen den Boden der Thäler, zum Teil füllen sie kessel- oder schachtartige Vertiefungen, sowie Spalten, Höhlen und Schlünde der

* L. v. Werveke. Zeitsch. f. prakt. Geol. 1895. S. 97. — A. Andreae. Ber. der Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt 1886/87. S. 23.

den Untergrund bildenden jurassischen Kalksteine aus, deren Wände dann zernagt, von Kieselsäure imprägniert oder von Eisenerz überzogen erscheinen. Die Bohnerze umschließen außer eingeschwemmten Fossilien älterer Formationen, aber z. T. auch Resten miocäner Säugetiere, besonders die Skeletteile von Anoplotherium, Palaeotherium, Lophiodon, Hyopotamus u. a., welche mit solchen aus dem Gypse des Montmartre übereinstimmen, also dem Unteroligocän angehören. Einige der Hauptfundpunkte dieser Bohnerze sind Kandern im Breisgau, Tuttlingen und Frohnstätten in Württemberg *), Egerkingen und Mauremont in der Schweiz und der Quercy in Frankreich.

Die Oligocänformation in Norddeutschland).** Die norddeutsche Niederung ist in ihrer ganzen Ausdehnung als ein oberflächlich zum größten Teil von diluvialen Lehmen, Sanden und Kiesen bedecktes Tertiärterritorium zu betrachten, welches nur durch einige kleinere Inseln älterer Gesteine, wie z. B. die des Muschelkalkes von Rüdersdorf, des Gypses von Sperenberg, die der mesozoischen Schichten von Lüneburg, dem nördl. Mecklenburg und der Odermündungen unterbrochen wird. Andererseits drängen sich vom Südrande dieser ausgedehnten und zusammenhängenden Tertiärbildungen aus eine Anzahl Ausbuchtungen zwischen die südlicheren Gebirge und Höhenzüge. Es sind dies:

1. Die niederrheinische Bucht, welche bis südlich von Bonn in das rheinische Gebirge eingreift, nach Nord und West mit den holländischen und belgischen Tertiärbildungen zusammenhängt und wesentlich aus Braunkohlen führenden Schichten besteht, die jedoch bei Crefeld, Grafenberg u. a. O. von marinem Oligocän unterlagert werden.

2. Die thüringisch-sächsische Bucht, welche zwischen Halle und Wurzen bis weit nach Thüringen in das Gebiet älterer Formationen eindringt, namentlich Braunkohler führende, aber bis südlich von Leipzig auch marine Schichten umschließt und in welche die damaligen Flussläufe der Elster und Mulde einmündeten.

3. Die niederschlesische Bucht, welche die mit Braunkohlenablagerungen erfüllte Niederung des Odergebietes von Liegnitz und Breslau bis Neiße und Oppeln begreift.

Die allgemeine Südgrenze des norddeutschen Tertiärlandes wird zwischen dem Ausgange der niederrheinischen und der thüringisch-sächsischen Bucht durch das weit nach Norden vorspringende westfälische und

*) R. Lepsius. Geologie von Deutschland, I. Stuttgart 1892. S. 554.

**) E. Beyrich. Über den Zusammenhang d. norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. d. k. Akad. d. Wiss. Berlin. 1856. — Derselbe. Über die Abgrenzung der oligocänen Tertiärzeit. Monatsber. d. k. Akad. d. Wiss. Berlin. 1858. — A. von Koenen. Über die Parallelisierung des norddeutschen, englischen und französ. Oligocäns. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 23.

hannöversche Gebiet jurassischer und cretaceischer Formationen bogenförmig nach Norden hinaufgedrängt, — von Leipzig an aber verläuft sie in fast vollkommen östlicher Richtung bis zu dem Eingange zur niederschlesischen Bucht. Die Nordgrenze der deutschen Tertiärterritorien wird von der Ostsee, der Nordsee und den jüngsten diluvialen und alluvialen Gebilden verborgen, nach Westen stehen sie mit dem belgisch-holländischen, nach Osten mit dem polnisch-russischen Tertiär in unmittelbarem Zusammenhange.

Die Tertiärablagerungen Norddeutschlands sind ausschließlich oligocän und miocän, während eocäne und pliocäne Meeresablagerungen vollständig zu fehlen scheinen. Die hierher gehörigen Schichten sind theils marinen Ursprungs, theils terrestre Gebilde. Letztere werden unter dem Namen der norddeutschen Braunkohlenformation zusammengefasst, gehören aber mehreren, durch marine Schichten getrennten geologischen Horizonten an, — Wechsellagerungen, welche auf eben so viele Oscillationen hinweisen, die das norddeutsche Tertiärgebiet während der Oligocänzeit erlitten hat (vergl. die Tabelle auf S. 688).

a. Die norddeutsche Braunkohlenformation *).

Die Gesteine, welche die auf einem Areale von mehreren Tausend Quadratmeilen zur Ablagerung gelangten norddeutschen Braunkohlengebilde zusammensetzen, sind namentlich lose Aufschüttungen von glatten, glänzenden Quarzgeröllen, welche aber auch bisweilen durch kieseliges Bindemittel zu sehr festen Conglomeraten verkittet sind, — Sande von meist farblosen oder weißen Quarzkörnern, Quarzsandsteine und Braunkohlenquarzite; diese zum Theil in regelmäßigen Bänken, zum Theil in oft lachtergroßen, kugelig, cylindrisch oder unregelmäßig lappig gestalteten Klumpen (Knollensteine), welche isoliert im losen Braunkohlensande liegen, durch ihr kieseliges Cement eine außerordentliche Festigkeit erlangen und sehr häufig aus krystallinischen Quarzkörnern bestehen; Thone von grauer, oft auch weißer Farbe, oft sehr rein und vollkommen plastisch, bald reich an Pflanzenabdrücken, und endlich Braunkohle. Letztere, deren Ablagerungen eine so außerordentliche Bedeutung auf Norddeutschlands Industrie und Wohlstand geäußert haben, erscheinen in mancherlei Varietäten, so als holzige und erdige Braunkohle, Moorkohle, Lignit, Papierkohle und endlich als Wackskohle. Letztere, namentlich aus der Gegend von Weißenfels bekannte, als Pyropissit bezeichnete, zur Fabrikation von Paraffin verwendete, wesentlich aus Pflanzenwachs

*) C. F. Zincken. Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867 und Suppl. 1872. — H. von Dechen. Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. S. 429 bis 512. — K. von Fritsch. Die Tertiärformation Mitteldeutschlands. Festschrift IV. Deut. Bergmannstag. Halle a. S. 1889.

bestehende Varietät ist sehr leicht, schmutzig gelb, erdig und schmilzt am Feuer rasch zu einer pechartigen Masse.

Das Tiefland Nordostdeutschlands und die mit ihm zusammenhängenden beiden südlichen Buchten müssen während jener Tertiärperiode zeitweilig von ausgedehnten Sümpfen und Mooren, sowie von Wasserlachen bedeckt gewesen sein, auf welchen und um welche herum eine üppige subtropische Flora wucherte. Durch allmählich fortschreitende Ausfüllung dieser Lachen von seiten der abgestorbenen Reste der an Ort und Stelle wachsenden Sumpf- und Moorvegetation, sowie ausgedehnter Waldungen und Dickichte wurde das Material der meisten Braunkohlenflötze Norddeutschlands geliefert. Von Sand- und Thonschichten bedeckt, wurden sie vor dem Wegfaulen bewahrt und durch den bei Abschluss der Luft eintretenden Vermoderungsprocess allmählich in Braunkohle verwandelt. An der Zusammensetzung dieser Braunkohlenflötze nehmen sehr oft noch wohl-erhaltene, aber brettartig zusammengedrückte Stämme und Äste von Nadelhölzern, seltener von Laubhölzern und Palmen einen wesentlichen Anteil. Weniger häufig ist das auf die Autochthonie*) solcher Flötze hinweisende Auftreten noch aufrecht stehender im Liegenden der Flötze wurzelnder 1—3 m hoher Baumstrünke.

Die Braunkohlen bilden Flötze von oft beträchtlicher Ausdehnung, welche oft sehr bedeutende, am Meißner über 30, bei Magdeburg 20, bei Zeitz etwa 14, bei Lützkendorf 70, bei Nachterstädt über 50 und bei Muskau gegen 30 m, sehr gewöhnlich aber 1—3 Lachter Mächtigkeit erreichen, ohne sich jedoch gleich zu bleiben, vielmehr sind Anschwellungen und Verdrückungen häufige Erscheinungen. Nicht selten kommen mehrere Flötze über einander vor, so bei Riestedt 5, bei Muskau 6, in der Mark 7 u. s. w. Häufig sind Lager von Alaunthon, welcher zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol benutzt wird, mit den Braunkohlenflötzen vergesellschaftet (Schwemsal, Bornstedt, Muskau, Freienwalde, Zittau).

Von den Braunkohlenablagerungen Norddeutschlands beschäftigen uns an dieser Stelle zunächst diejenigen des Oligocäns. Die Reihenfolge der an dem Aufbau derselben teilnehmenden Sand-, Kies- und Thonschichten und Braunkohlenflötze ist keine gesetzmäßige; nur für kleinere Areale zeigt sich eine einigermaßen constante Gliederung. So baut sich z. B. die Braunkohlenformation der Gegend von Halle a. d. S. nach Laspeyres**) von oben nach unten aus folgenden Gliedern auf (siehe Profil Fig. 560).

5. Oberes Braunkohlenflötz, bis 5 mächtig.

4. Stubensand, ein reiner Quarzsand, zum größten Teil bestehend aus lauter Quarzkryställchen, zuweilen zu Sandsteinen und Knollen-

*. H. Potonié. Jahrb. d. k. preuß. geol. La. 1895. S. 1.

**) Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 285.

steinen verkittet. Diese bei Teuchern mit *Limulus Decheni* Zinck. Bis über 30 m mächtig.

3. Unteres Braunkohlenflötz, bis 6 m mächtig. Durch zwischen-
gelagerte sandige Mittel kann sich dieses Flötz in eine untere Flötz-
gruppe spalten.

2. Untere Zone der Knollensteine oder des Braunkohlen-
sandsteines. In einer bis 2 m mächtigen, thonig-sandigen Schicht liegen
bis centnerschwere, oft sehr bizarr geformte Knollensteine von dichtem oder
fein krystallinischem Quarzit.

1. Kapselthon, ein weißer oder lichtgrauer plastischer Thon von 10
bis 20 m Mächtigkeit, stellenweise, z. B. unweit Salzmünde, sehr reich an
Gypskrystallen.

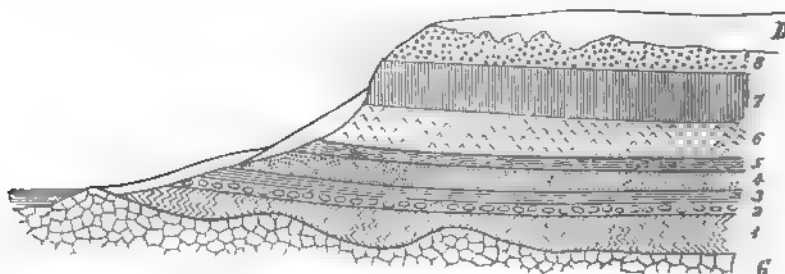


Fig. 560. Profil der Oligocänformation in der Gegend von Halle a. d. S. Nach *Lespeyres*.

D Diluvium.	5 Oberflötz.	} Unteroligocän Braunkohlenformation.
8 Form- oder Glimmersand.	4 Stinben- oder Quarzsand.	
7 Septarienthon.	3 Unterflötz.	
6 Stettiner Sand.	2 untere Knollensteinsone.	
	1 Kapselthon.	
	G Älteres Gebirge (hier Porphyr).	

Auch im nordwestlichen Teile des Königreichs Sachsen (vergl. Fig. 564, S. 686) beginnt die Braunkohlenformation mit:

Quarkiesen und Sanden (local mit Alunitkugeln), sowie lichten
Thonen, erstere reich an Knollensteinen. Darüber folgen

2 durch Thone und Sande getrennte Braunkohlenflötze, deren
unteres mehr als 10 Meter Mächtigkeit erreicht*).

Auf diese Glieder der Halle'schen und Leipziger Braunkohlenformation
folgt das marine Mittel- und Oberoligocän, welches weiter unten
beschrieben werden soll (vergl. S. 686 ff.).

Noch älter als die beschriebenen Braunkohlenablagerungen sind die-
jenigen, welche bei Helmstädt, Latdorf, Egeln und Warsleben vom
marinen Unteroligocän überlagert werden und somit dem untersten
Niveau dieser Stufe angehören (S. 683 u. 688).

* H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 645.

Das Material der oligocänen Braunkohlen ist namentlich von den Hölzern von Coniferen, und zwar vorzüglich Cupressineen, geliefert worden. So besteht die Hauptmasse fast aller in der Umgebung des Harzes vorkommenden Braunkohlenflötze aus Stämmen von *Taxoxylon*, derer Schlesiens aus *Cupressinoxylon* und *Taxoxylon*, derer des Leipziger Kreises aus *Pinus* (*Cupressoxylon*) *Protolarix*, *Sequoia Couttsiae*, neben diesen aber auch aus *Palmacites Daemonorhops* und einer *Betula*. Während demnach manche Braunkohlenflötze vorwiegend aus Coniferenhölzern bestehen, sind andere lagenweise von Wasserpflanzen (*Salvinia*, *Trapa*) oder von Laubhölzern zusammengesetzt. Auch die Thone und Sandsteine, Schieferthone, welche jene zu begleiten pflegen, beherbergen local zahlreiche Reste, und zwar vorzugsweise Blätter von Laubhölzern. Als für diese unteroligocäne Flora bezeichnende Pflanzen sind u. a. zu nennen: *Sequoia Couttsiae* Heer, *Sabal major* Ung., *Sterculia labrusca* Ung., *Apocynophyllum neriifolium* Heer, *Dryophyllum Dewalquei* Sap., *Trapa Credneri* Schenk. Für die Gesamtheit der Flora ist charakteristisch das Zusammenvorkommen von Coniferen, immergrünen Laubbäumen, Fächer- und Cocuspalmen; sie besaß ungefähr den Habitus der Vegetation Floridas und Louisianas, jedoch sind Anklänge an den indisch-australischen Charakter der Floren früherer Zeitalter nicht zu verkennen.

b. Die marinen Gebilde.

Zwischen die terrestre Facies des Oligocäns, also zwischen die einzelnen Braunkohlencomplexe, schieben sich infolge säcularer Oscillationen z. T. auf weite Erstreckungen marine Ablagerungen ein. Dieselben gehören dem Unter-, Mittel- und Oberoligocän an.

1. Das marine Unteroligocän *).

Es sind dies die Sande und Thone, welche bei Latdorf, Egel, Magdeburg, Aschersleben und Helmstedt aufgeschlossen sind, dort den somit ältesten Complex der terrestren Braunkohlenformation überlagern (S. 682), Phosphoritknollen führen und als unteroligocäne Ablagerungen von Egel bezeichnet werden. Sie sind zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten von Meeresbewohnern; einige der bezeichnendsten derselben sind: *Ostrea ventilabrum* Goldf., *Chama monstrosa* Phil., *Spondylus Buchi* Phil., *Pecten bellicostatus* Wood, *Leda perovalis* Kön., *Astarte Bosqueti* Nyst., *Arca appendiculata* Sow., *Cardium Hausmanni* Phil., *Cerithium laevum* Phil., *Pleurotoma Beyrichi* Phil., *Pleurotoma Bosqueti* Nyst., *Buccinum bullatum* Phil., *Voluta decora* Beyr. Zu ihnen gesellen sich zahlreiche, den Geschlechtern *Cyathina*, *Turbinolia*, *Balanophyllia*, *Caryophyllia* angehörige Einzelkorallen.

*) A. von Koenen. Das Norddeutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken-Fauna. Abh. z. geol. Specialk. v. Pr. Berlin 1889—1894.

In dem Bohrloche der Citadelle Spandow wurden unter dem Mittel-oligocän (Stettiner Sand und Septarienthon) in 314 bis 389 m Tiefe unter-oligocäne glaukonitische Sande und Thone mit *Ostrea ventilabrum* Goldf. und dann direct das Grundgebirge erhoben (Fig. 561). In der Mark Brandenburg fehlen somit die in der Provinz und im Königreiche Sachsen auftretenden unteroligocänen Braunkohlencomplexe gänzlich, vielmehr ist hier das Unteroligocän, ebenso wie das Mittel- und Oberoligocän, in mariner Facies entwickelt. Erst dann folgt die der Leipziger oberen Braunkohlenformation entsprechende untermiocäne märkische Braunkohlenbildung (o.B. in Fig. 561).

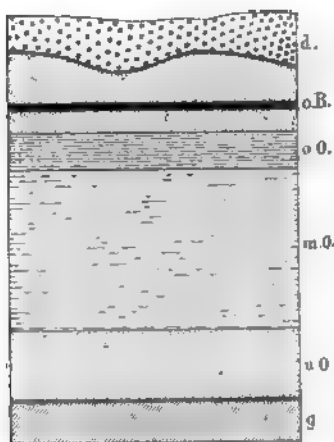


Fig. 561. Profil durch das Tertiär der Gegend von Berlin. Nach O. Berendt.
d = Nordisches Diluvium. — o.B. = obere (miocäne) Braunkohlenformation (80 m). — o.O. = marines Oberoligocän, 30 m. — m.O. = marines Mitteloligocän (Septarienthon und Stettiner Sand) 170 m. — u.O. = marines Unteroligocän, 75 m. — g = Grundgebirge (z. T. mittlerer Lias).

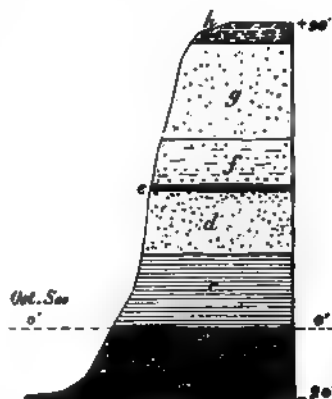


Fig. 562. Profil durch die samländische Bernsteinformation bei Gr. Hubnicken. Nach Runge.

h Humus.	
g Diluvium.	
f Gestreifter Sand	Unteroligocäne Samländische Braun- kohlenformation und Bernstein führende Glaukonitformation.
e Braunkohle	
d Weißer Sand	
c Triebsand u. grüne Mauer	
b Blaue Bernsteinerde	
a Wilde Erde	
o' Ostseespiegel.	

Von ebenfalls unteroligocänem Alter ist die bernsteinführende Schichtenreihe des Samlandes bei Königsberg*. Der Bernstein kommt an der Küste Preußens in einer Lage glaukonitischen Sandes unregelmäßig, local in außerordentlicher Menge verteilt vor. Diese bernsteinführende

* Zaddach. Das Tertiärgebirge des Samlandes. Schrift. d. phys.-öc. Ges. Königsberg 1868. — Jentzsch. Beitr. z. Kenntnis d. Bernsteinformation. Schrift. d. phys.-öc. Ges. zu Königsberg 1876. S. 404. — F. Nötling. Fauna d. samländ. Tertiärs. Abb. z. geol. Spec.-Karte von Preußen. Bd. VI. H. 3 u. 4. — A. v. Koenen. Abb. k. pr. geol. La. X. 1894. S. 1366. — Göppert, Berendt, Koch. Der Bernstein und die in ihm befindlichen organischen Reste. Berlin. Bd. I. 1845. Bd. II. 1856. — Göppert u. Menge. Flora des Bernst. Bd. I. 1883; Bd. II. 1886 von H. Conwentz — Ders. Monographie d. baltischen Bernsteinbäume. Danzig 1890

Schicht (s. Fig. 562) ist 1,3 bis 1,7 m mächtig, liegt meist noch unter dem Spiegel des Meeres und wird von einem bis 23 m mächtigen, bernsteinarmen Glaukonitsande und dieser von Sanden, Thonen und Braunkohlen überlagert. Die Glaukonitsande enthalten neben Phosphoritknollen und dem Bernstein, letzterer mit zahlreichen Insecten, Arachnoiden und Myriopoden, sowie mit Resten von immergrünen Eichen, Magnolien, Lorbeer, Palmen und Cypressen eine nicht unbedeutende Menge unteroligocäner Mollusken und Echiniden. Die über ihnen lagernde Braunkohlenbildung (*d, e, f*) mit *Sequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Gardenia*, *Populus*, *Ficus*, *Alnus*, *Cinnamomum* u. a. dürfte noch dem Unteroligocän angehören, also der Halle-Leipziger unteren Braunkohlenformation ungefähr äquivalent sein. Der Bernstein findet sich im Samlande auf secundärer Lagerstätte und ist im Anfange der Oligocänperiode durch das Meer angeschwemmt worden. Dieses Harz stammt nach Conwentz von 4 Kiefern-Arten und einer Fichte (*Picea Engleri* Conw.) ab, welche einen großen Teil des nördlichen Europas, namentlich Skandinaviens, bedeckt haben müssen.

Localisierte Anhäufungen von Bernstein im Diluvium der Mark, Sachsens und Mecklenburgs scheinen auf eine westliche Fortsetzung der Bernsteinlager hinzudeuten.

2. Das marine Mitteloligocän *).

Das im größten Teile von Norddeutschland verbreitete marine Mitteloligocän besteht zum Teil aus Sand und Sandstein, zum Teil aus Thon und wird im ersteren Falle nach typischen Aufschlusspunkten Stettiner Sand, in letzterem Septarienthon genannt, weil er rundliche oder flach ellipsoidische Septarien eines dichten, von Kalkspatadern durchsetzten Kalksteines umschließt. Diese mitteloligocänen Schichten und besonders die Septarien- (oder Rupel-)thone sind sehr reich an organischen Resten, unter welchen namentlich Foraminiferen und Mollusken eine wichtige Rolle spielen. Unter ersteren sind die Geschlechter *Cristellaria*, *Nodosaria*, *Truncatulina*, *Triloculina*, *Rotalia* die vorwaltenden; von Mollusken sind als ausschließlich mitteloligocän hervorzuheben:

Leda Deshayesiana Duch. (Fig. 563),

Nucula Chasteli Nyst., *Axinus obtusus* Beyr., *Pecten permistus* Beyr., *Fusus multisulcatus* Nyst., *Pleurotoma Duchasteli* Nyst. und *Pl. regularis* de Kon. Zu ihnen gesellen sich *Cyprina rotundata* Br. und *Aporrhais speciosa* Schl. in großer Häufigkeit. Einige der Hauptaufschluss-

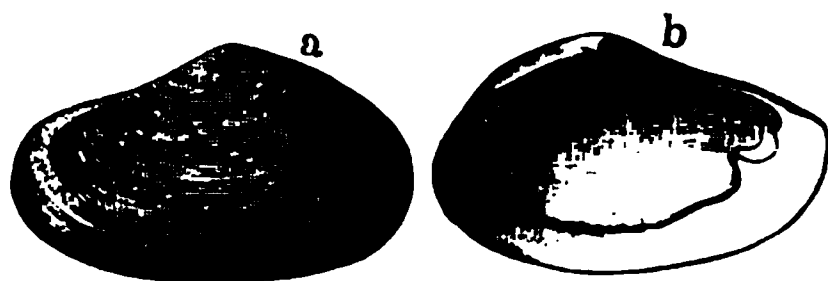


Fig. 563. *Leda Deshayesiana* Duch.
a von außen; — b von innen.

* A. von Koenen. Das marine Mitteloligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Kassel 1868 u. 69.

punkte der hierher gehörigen, bei Leipzig und Hallé etwa 24, bei Spandau 472 m mächtigen Schichten sind: das Oderthal bei Stettin, Freienwalde, Biere, Buckow, Latdorf, Mallis, Itzehoe, Aarhus, Hermsdorf, Neustadt-Magdeburg, Görzig bei Köthen, Söllingen, Walle bei Celle, Leipzig.

Auf die oben (S. 684) kurz beschriebenen Glieder der Halle'schen Braunkohlenformation folgen als Vertreter des Mitteloligocäns:

1., also 6 in obigem Profile (Fig. 560, S. 682): der Stettiner Sand, eine 3 bis 13 m mächtige Ablagerung von feinem Sande, mit viel Glimmerblättchen, imprägniert von Schwefelkiestellchen, nach unten zu oft schwarzbraun (Braunkohlensand). Oft reich an Knollen oder Schnüren von Aluminit und daher als Aluminit sand bezeichnet. Er geht über in

2., also 7 in Fig. 560: Septarienthon, eine thonig-sandige Ablagerung mit linsenförmigen Kalksteinconcretionen (Septarien) mit Gypskrystallen und Brauneisensteinknollen. Darüber folgt

oberoligocäner Sand (Formsand, Glimmersand), feinkörnige, glimmerreiche, zum Teil eisenschüssige, ungeschichtete Quarzsande, bis 15 m mächtig und wahrscheinlich marinen Ursprunges (8 in Fig. 560).

Ganz ähnlich setzt sich nach H. Crd.*) das marine Mitteloligocän von Leipzig zusammen (Fig. 564). Auf das Braunkohlenflöz des Unteroligocäns (S. 682 und u. b. Fig. 564) folgt direct

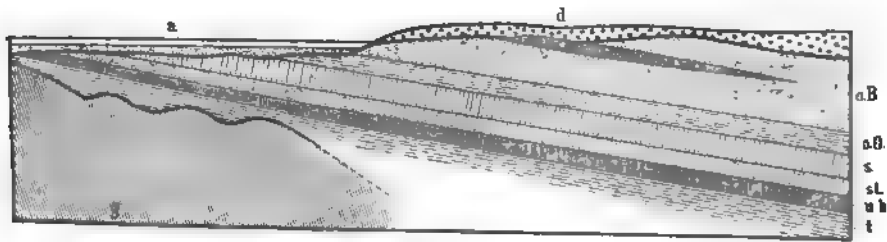


Fig. 564. Profil durch das Tertiär von Leipzig. H. Crd.

- a = Alluviale der Elster und Pleiße;
d = Diluvium.
a.B. = obere Braunkohlenformation mit schwachen, sich auskeilenden Flötzen; 35 m } Unteroligocän.
a.O. = Glimmersand 10 m. } Oberoligocän.
s. = Septarienthon 10 m }
st = Stettiner Sand 10 m } Marines Mitteloligocän.
u.b. = Braunkohlenflöz, bis 11 m } Unteroligocäne Braunkohlenformation.
t. = lichte Thone
g. = Grundgebirge (Grauwacken und oberes Carbon).

1 (st. in Fig. 564). grauer, z. T. glaukonitischer Sand mit Phosphoritknollen, reich an *Pectunc. Philippii*, *Apor. speciosa*, *Cypr. rotundata*;

2 (s. in Fig. 564). plastischer Septarienthon mit *Leda Deshayesiana*, *Nucula Chasteli*, *Fusus multisulcatus*; darüber

*, H. Crd. Das Oligocän des Leipziger Kreises. Z. d. D. geol. Ges. 4878. S. 645 und 4886. S. 493. — Ders. Die Phosphoritknollen etc. Abh. d. k. Sächs. Ges. d. Wiss. XXII. No. f. Leipzig 1893.

3 (o.O. in Fig. 564). glimmerreiche versteinungsleere, bereits oberoligocäne Quarzsande (Glimmersande), und zu oberst

4 (o.B. in Fig. 564). eine obere, untermiocäne Braunkohlenformation (S. 688).

3. Die marinen Gebilde des Oberoligocäns

treten nur sehr sporadisch zu Tage, so in dem Landstriche zwischen Hildesheim und Osnabrück, wo weiche Mergel vereinzelt unansehnliche Hügel im Gebiete mesozoischer Formationen zusammensetzen. Die bedeutendste der hierher gehörigen Ablagerungen bildet den Doberg bei Bünde, wo sie auf Septarienthon und unteroligocänen Schichten ruht*) und namentlich führt: *Echinolampas Kleini* Ag., *Spatangus Hoffmanni* Goldf., *Terebratula grandis* Blumenb. (Fig. 565), *Pecten Janus* Goldf., *Pecten decussatus* Münst.

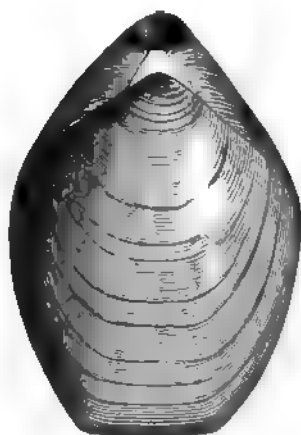


Fig. 565. *Terebratula grandis* Blam.

Auch in Kurhessen erscheinen z. B. auf Wilhelmshöhe, bei Ober- und Niederkaufungen über den Septarienthon oberoligocäne, lose Quarzsande, Sandsteine und sandige Thone mit *Pecten decussatus* Münst., *Arca Speyeri* Semp., *Ancillaria Karsteni* Beyr., *Nassa pygmaea* Schloth., *Pleurotoma subdenticulata* Münst. Oberoligocänen Alters sind endlich die unter dem Namen Sternberger Kuchen bekannten Sandsteingerölle, welche sich im westlichen Mecklenburg-Schwerin im Diluvialkiese vorfinden**) und zum Teil dermaßen von Molluskenresten angefüllt sind, dass das ganze Gestein nur aus ihnen zu bestehen scheint. Fast alle oben von Kassel angeführten Arten kommen auch in ihnen vor. Diese »Kuchen« stammen von Sandsteinbänken ab, welche den dortigen, an oberoligocänen Mollusken reichen, glaukonitischen Sanden eingelagert sind.

Marines Oberoligocän ist außerdem in der niederrheinischen Bucht bei Crefeld, Düsseldorf und Grafenberg unter der niederrheinischen Braunkohlenformation vorhanden. Im östlichen Teile des norddeutschen Tieflandes ist dasselbe bei Priorfließ, Rackow und Gr. Ströbitz unweit Cottbus mit marinen Resten, ohne solche an zahlreichen Punkten (z. B. Berlin und

*, A. von Koenen. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 287. — E. Lienenklaus. Oberoligocän-Fauna des Doberges. Osnabrück 1891.

**) E. Geinitz. Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 133, IX. Beitr. z. Geol. Mecklenb. 1887. S. 4.

Spandau) erbohrt worden*). Auch die Form- und Glimmersande Sachsens (siehe oben) dürften hierher gehören**). Hier (vergl. Fig. 564), wie in der Mark (vergl. Fig. 564) und in Hessen, wird dieses Oberoligocän von der oberen (untermiocänen) Braunkohlenformation überlagert***), auf welche z. B. in Mecklenburg das marine Miocän folgt (siehe unter Jungtertiär). Es gehören demnach die Braunkohlen Norddeutschlands, wie nachstehende tabellarische Zusammenstellung zeigt, mindestens drei geologischen Horizonten an.

Die Braunkohlenformationen Norddeutschlands und ihre geologische Stellung.

Miocän	Marine, mittelmiocäne Sande, Sandsteine und Thone von Lüthten und Bokup.
	Braunkohlenformation der Mark, Pommerns, Mecklenburgs, der pr. Lausitz, des Meißners, des Habichtswaldes, des Sollings, des Niederrheins, obere Braunkohlenformation von Leipzig und der sächs. Lausitz.
Ober-Oligocän	Marine Glimmersande von Cottbus, der Mark, des Sollings, der Kasseler Gegend, von Leipzig; Sternberger Sande und Sandsteine; Eisensande von Crefeld und Grafenberg.
Mittel-Oligocän	Mariner Stettiner Sand und Septarienthon des norddeutschen Tieflandes, Nordwest-Sachsens, Hessens und des Niederrheins.
Unter-Oligocän	Braunkohlenformation des Harzrandes, der Gegend von Halle und Leipzig, von Kaufungen in Hessen, sowie des Samlandes.
	Marine Glaukonitsande von Egelu, des Spandauer Bohrloches, von Mallis i. Meckl.; Bernstein führende Glaukonitsande des Samlandes.
	Braunkohlenformation von Egelu und Aschersleben.

Das Neogen (Jungtertiär).

Die Miocän- und Pliocänformation.

Wie die klimatischen Verhältnisse und von diesen abhängig die Faunen und Floren, so sind auch die Conturen der Continente im Verlaufe der

*) G. Berendt. Die märkisch-pommersche Brkformat. u. ihr Alter. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 643. — Ders. Sitzber. d. k. pr. Ak. d. Wiss. Berlin 1885. XXXVIII. Juni. — Ders. Abh. z. geol. Sp.-Karte v. Pr. VII. Heft 2. Berlin 1886.

**) H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 493.

***) G. Berendt l. c. — Th. Ebert. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 654; — J. Graul. N. Jahrb. 1885. I. S. 187. — E. Stremme. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 310.

Tertiärzeit in einer steten Veränderung begriffen. Dafür spricht die Verbreitung der jüngeren (der neogenen) Tertiärgebilde, verglichen mit der des Eocäns und Oligocäns. In dem Tertiärbecken der Seine schließen oligocäne Gebilde die tertiäre Schichtenreihe ab, — in dem Loirebecken hingegen beginnt sie mit dem Miocän, ist also auf das Neogen beschränkt, — auf dem Tertiärgebiete Englands finden sich nur sehr unbedeutende Ablagerungen von jüngerem als oligocänem Alter, der Crag, — in dem ganzen weiten Osten des norddeutschen Tertiärlandes sind miocäne oder pliocäne marine Gebilde unbekannt, — in der ungarischen Ebene, in Kroatien, Slavonien, Bosnien und Siebenbürgen hingegen breiten sie sich zu einem gewaltigen Becken aus, welches durch einen schmalen, dem Nordrande der Alpen folgenden Meeresarm in Verbindung mit dem damaligen Mittelmeer stand, dessen Absätze weit auf das jetzige Festland von Spanien, Südfrankreich, Italien, Algerien, Kleinasien und Armenien übergreifen, — alles Erscheinungen, welche auf beträchtliche Verschiebungen der Meeresgrenzen im Verlaufe der Tertiärzeit hinweisen.

Da die Meere während dieser Periode in vielen Buchten und Canälen in die Continente hineingriffen, so sind Brackwasser- und Sumpfbildungen häufige Erscheinungen, welche der jungtertiären Schichtenreihe eine große Mannigfaltigkeit und Abwechselung mitteilen. An einem Punkte treffen wir Kalktuffe und Landschnecken oder Sande mit Knochen- und Zahnresten von Landtieren, an einem anderen Braunkohlenflötze mit den wohlerhaltenen Stämmen und Zweigen von Sumpfcypressen (*Taxodium*), Tannen, Eichen, Magnolien, Platanen und Ulmen, welche weite Sumpf- oder Waldflächen bedeckt haben müssen. An einer dritten Stelle begegnen wir feinen Schiefern, von Bitumen durchdrungen, mit Blättern, Blüten und Früchten von Landpflanzen, dazwischen Käfer, Ameisen und Libellen, aber auch Reste von Schildkröten und Krokodilen, kurz Ablagerungen, wie sie sich in dicht umwaldeten Landseen und Deltalagunen bilden müssen. Endlich bieten sich uns in Sanden mit Austern und Cerithien Ufergebilde, in Kalken, Thonen und Mergeln mit zahlreichen Bewohnern des offenen Meeres eigentliche pelagische Ablagerungen.

Die Flora der Neogenzeit war eine viel üppigere und mannigfaltigere als die des heutigen Europas, und vereinigte noch zahlreiche Pflanzentypen, welche heute über alle Weltteile zerstreut sind*), darunter namentlich viele japanische und nordamerikanische Arten. Zu Palmen und Bambusen, Lorbeer-, Kampher- und Zimmtbäumen, zu Magnolien, Myrthen, Seifenbäumen, Mimosen und Akazien gesellen sich Platanen, Feigen, Pappeln, Ahorn, Kastanien, Ulmen, Nussbäume, Haselnüsse, Weiden, Birken, Erlen und immer-

* O. Heer. Über das Klima und die Vegetationsverhältnisse des Tertiärlandes. Winterthur 1860.

grüne Eichen, sowie Sequoien, Taxodien und Pinusarten. Jedenfalls weist die große Zahl immergrüner Gewächse, die Vergesellschaftung derselben mit Palmen, Cycadeen, Feigenbäumen, Lorbeer, Myrthe und anderen tropischen und subtropischen Pflanzen, wie sie das mitteleuropäische Miocän beherbergt, auf ein weit milderes Klima hin, als es heute hier herrscht. Zugleich macht sich die Thatsache bemerklich, dass die Neogenflora unserer Breiten von fast tropischer Entwicklung ausgehend mit der Zeit an Typen heißer Länder immer ärmer wird und gegen Ende des Pliocäns den Charakter der Flora gemäßiger Zonen annimmt.

Eine ganz besonders interessante Bedeutung haben die Tertiärfloren **arktischer Gegenden***). Grönland, heute zum größten Teile von Inlandeis bedeckt, besaß noch während der Tertiärperiode bis mindestens hinauf zum 70° nördlicher Breite einen so üppigen Pflanzenwuchs, dass sich dessen Reste bis zu 3 m mächtigen Braunkohlenflötzen anhäufen konnten. Die Hauptvertreter dieser Flora bilden Sequoia-, Taxodium-, Magnolia-, Platanus-, Sassafras-, Populus- und Juglans-Arten, sowie großblättrige Eichen. Noch höheren Breiten gehört die Tertiärflora von Spitzbergen an (78° n. Br.). In ihr dominieren die Nadelhölzer (Sumpfcypresse, Fichte, Sequoia, Libocedrus); unter den Laubbäumen treten uns Pappeln, Eschen, Erlen, Birken, großblättrige Eichen, Platanen, Wallnuss, Magnolien, Linden und Ahorn entgegen. Die nördlichsten aller bekannten Tertiärpflanzen stammen aus Grinnell-Land (81° 45' n. Br.) und bestehen aus 30 Arten von Sumpfcypressen, Fichten, Kiefern, Eiben, Ulmen, Birken, Linden und Pappeln, — eine Flora, welche eine mittlere Jahrestemperatur von mindestens 8° C. verlangt, während diese dort gegenwärtig 20° unter Null liegt. Einen ähnlichen Habitus besitzen die Tertiärfloren von Island und vom Bärensee-Fluss in Nordcanada.

Heer findet zwischen dieser arktischen Vegetation und derjenigen des Miocäns von Centraleuropa eine solche Ähnlichkeit, dass er auch ersterer das nämliche, also miocänes Alter zuschreibt. Wenn sich nun auch gegen letzteren Schluss mancherlei Bedenken geltend machen lassen, so ist doch ihre Zugehörigkeit zur Tertiärperiode zweifellos.

Die Thatsache, dass während der letzteren eine üppige Vegetation bis in die Nähe des Nordpols gereicht hat, wo jetzt der Boden unter einer mächtigen Eisbedeckung starrt, wo gegenwärtig während eines größeren Teiles des Jahres ununterbrochene Nacht herrscht, lässt sich durch bloße Inanspruchnahme einer damals noch herrschenden größeren Eigenwärme der Erde nicht erklären, hat vielmehr zur Theorie einer stattgehabten Änderung in der geographischen Lage der Erdachse und einer

*) O. Heer. Flora fossilis arctica; die fossile Flora der Polarländer. 7 Bde. Zürich 1868—1883.

damit verbundenen Verschiebung der Pole im Verlaufe der Tertiärzeit geführt*). Die Beobachtung, dass die im Verhältnisse zu den oben beschriebenen Vorkommnissen in entgegengesetzter, also östlicher Richtung vom Pol gelegenen Tertiärfloren von Alaska, Kamtschatka, Amurland und Japan ein entschieden nördlicheres Gepräge tragen als diejenigen von Grinnell-Land, Grönland, Spitzbergen und Island, — ja z. T. sogar auf ein kühleres Klima hinweisen, als es heute dort herrscht (Japan), scheint darauf hinzudeuten, dass der Nordpol zu jener Zeit seine Lage im nordöstlichen Asien gehabt haben mag.

In der neogenen Fauna Europas fallen zunächst riesige Rüsseltiere, nämlich jetzt vollkommen ausgestorbene Elefanten, die Mastodonten, auf. Dieselben besaßen vier Stoßzähne, zwei große schwach gebogene im Oberkiefer und zwei kleine gerade im Unterkiefer; ihre Backenzähne haben keinen blätterigen Bau, wie die des späteren Elefanten, sondern sind mit zitzenförmig geteilten Querjochern versehen (siehe Fig. 566). Vergesellschaftet mit den Resten der Mastodonten finden sich die des Dinotherium,

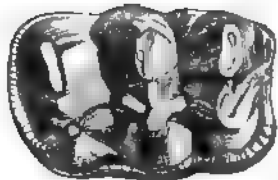


Fig. 566. Backenzahn von Mastodon, die mit zitzenförmigen Erhöhungen versehenen Querhügel zeigend.



Fig. 567. *Dinotherium giganteum* Kaup.

ebenfalls eines gewaltigen Rüsseltieres, mit nach unten gewandten Stoßzähnen im Unterkiefer (siehe Fig. 567). Auch echte Elefanten erscheinen gegen Ende des Tertiärs. Aus der übrigen neogenen Säugetierfauna sind noch hervorzuheben: von Unpaarhufern das Rhinoceros und der Tapir; von Paarhufern Hippopotamus und Schweine, ferner Hirsche, zuerst noch mit perennierendem und wenig gegabeltem Geweih, sowie Antilopen; von Raubtieren echte Katzen, Hyänen, Bären und Hunde, endlich sowohl langschwänzige, wie gibbonähnliche Affen (*Semnopithecus* und *Dryopithecus*). Besonderes Interesse beanspruchen *Anchitherium* und *Hipparion* als

*) A. G. Nathorst. Fossile Flora Japans. Pal. Abb. IV. 3. Berlin 1888. S. 53.

jungtertiäre Stammformen des Pferdes. Den Ausgangspunkt des Pferdestammes bildet in Europa das oligocäne *Palaeotherium* (S. 664, Fig. 524), ein dreizehiges Huftier, bei welchem die mittlere Zehe zwar schon stark

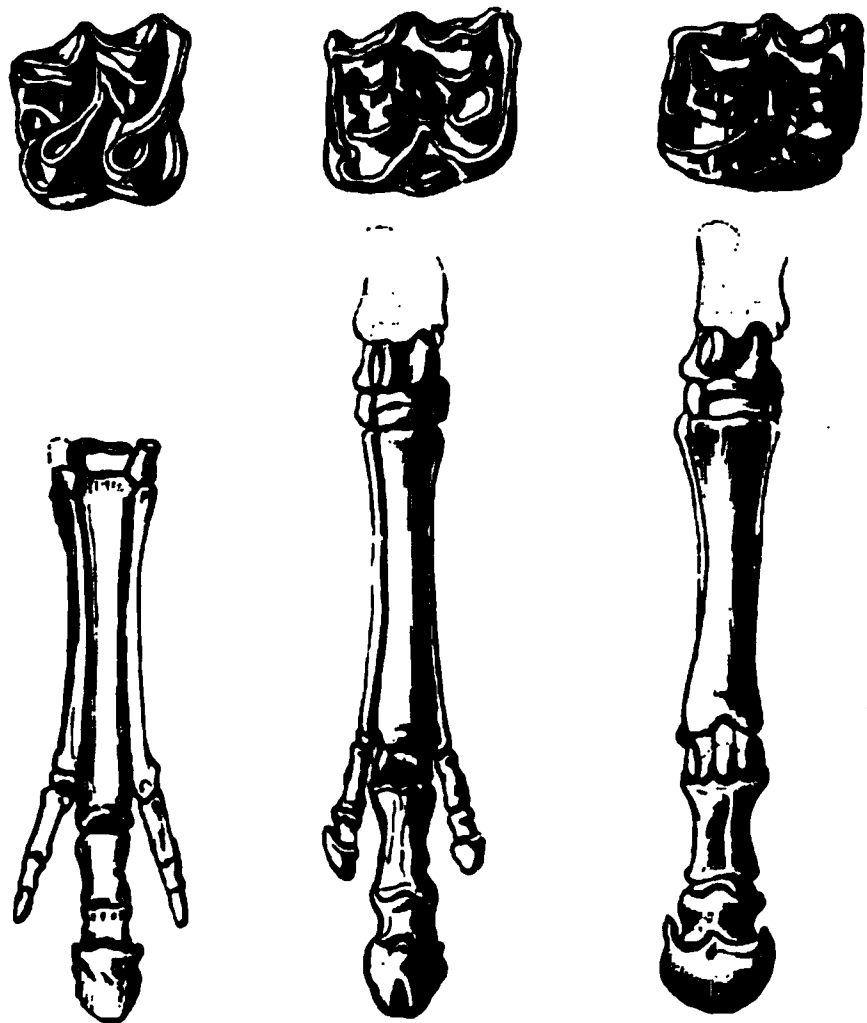


Fig. 568.

Fig. 569.

Fig. 570.

Fig. 568—570. Oberer Backzahn und Hinterfuß:
568 vom *Anchitherium*, 569 vom *Hipparion*, 570 vom Pferd.

hervortritt, aber die beiden anderen doch noch kräftig sind und den Boden berühren. Ihm folgt im Miocän *Anchitherium* mit noch mehr verkürzten Seitenzehen (Fig. 568), dann im Pliocän *Hipparion*, bei welchem die letzteren zu schwachen Rudimenten reduziert sind (Fig. 569), bis endlich bei dem quartären Pferd die Seitenzehen ganz zum Wegfall gekommen sind (Fig. 570). Gleichzeitig mit dieser Reduction der Seitenzehen entwickeln sich aus den kurzen gewurzelten Backenzähnen des *Palaeotherium* lange, säulenförmige Zähne mit immer verwickelteren Schmelzfalten (Fig. 568 bis 570). In Nordamerika ist

die genealogische Reihe der Equiden noch reicher als in Europa und beginnt bereits im Untereocän mit *Eohippus*.

Die Beispiele, an denen die Gliederung der miocänen und pliocänen Schichtenreihe erläutert werden soll, müssen wegen der oben angedeuteten Verschiebung der Grenzen zwischen Festland und Meer anderen Tertiärgebieten entnommen werden als die früheren. Wir wählen das Becken von Mainz und das von Wien, verfolgen dann zunächst das begonnene norddeutsche, sowie das schweizerisch-bayerische Profil, und verweisen hierbei und im übrigen auf beistehende Tabelle (S. 693).

Das Becken von Mainz *).

Die tertiären Gebilde des sogenannten Mainzer Beckens dehnen sich südlich vom Taunus, also von Bingen, Wiesbaden, Nauheim auf beiden Seiten des Rheines durch den Elsass bis nach Basel aus und erstrecken

*) Fr. Sandberger. Die Conchylien des Mainzer Tert.-Beckens. Wiesbaden 1863. — R. Lepsius. Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883. — Ders. Geologie von Deutschland. I. Stuttgart 1887—92. S. 390—646 (beide mit vollständiger Litteratur).

Gliederung des Neogens (Jungtertiärs), z. T. nach M. Neumayr.

Mainzer Becken	Norddeutschland	Süddeutschland und Schweiz	Österreich- Ungarn	Italien	Griechenland	Frankreich	England
Dinothieriensand von Eppelsheim	Flussschotter und Schieferkohle mit Mastodon arvernensis (Rippersroda und Fulda)	Dinothieriensand	Paludinenschichten. Säugetierschichten von Bribir u. s. w.	Bansino mit Säugetierresten u. s. w.	Marines Pliocän von Kos und Rhodus (Kalamaki?)	Süßwasserkalke der Auvergne z. T.	Norwich and Red Crag
				Subapennin- Schichten von Asti, Siena, Castel Arquato, Vaticanische Mergel, Zancleen von Calabrien und Sicilien	Paludinenschichten von Kos Potamidenschichten von Megara	Sande von Mont- pellier; Süßwasserkalke der Auvergne z. T.; Congerienschichten des Rhonethals	White or Coral Crag
			Pontische Stufe: Belvedere-Schotter Congerienschichten (Tegel von Inzers- dorf)	Congerienschichten von Cast. maritima. (Gyps. Braunkohle v. Casino	Säugetierfauna von Pikermi	Säugetierfauna vom Mt. Lubéron (Provence)	
Hydriobien- (Litorinellen-) Schichten. Corbiculaschichten. Hierher die Braunkohlen der Wetterau und des Vogelsberges	Bokuper Sandstein: Lübtheener Sand, Glimmersand und Glimmerthon von Schleswig-Holstein und Lüneburg. Holsteiner Gestein: von Bersenbrück, Ibbenbüren, Eibergen. Obere Braunkohlen- formation der Mark, Pommerns, Mecklen- burgs, Sachsens, des Meißners, Habichtswaldes	Obere Süßwasser- Molasse z. T. mit Braunkohlen (Tortonien) und Öninger Schichten. Süßwasserkalk von Steinheim	Sarmatische Stufe: (Cerithiensandstein, brackische Tegel). II. Mediterran- Stufe: (Badener Tegel, Leithakalk, Schichten von Grund). Schlier.	Braunkohlen vom Mte. Ramboli. Schichten von Toitona Leithakalk	Hauptmasse der Süßwasserkalke von Chios, Lemnos, Imbros, Smyrna. Kos u. s. w.	Faluns von Salles und der Touraine	Wirbeltierschichten von Gansan
			I. Mediterran- stufe: (Hornerschichten) Braunkohlen von Eibiswald, Stotzka u. s. w.	I. Mediterranstufe: Serpentinsande der Superga bei Turin; Scutellen- schichten von Schio		Faluns von Saucats und Lacognan	

Pliocän

Miocän

sich den Main entlang bis nach Aschaffenburg, und in nördlicher Richtung zwischen Vogelsberg und Taunus bis nach Gießen. Abgesehen von randlichen Kies-, Sand- und Thonablagerungen sowie von Braunkohlenbildungen fluviatilen oder limnischen Ursprunges sind es Ablagerungen eines Meeresbeckens, welches allmählich ausgesüßt und dadurch erst in Brackwasser, dann in Süßwasser und schließlich in trockenes Land umgewandelt wurde, auf dem sich am Ende der Tertiärzeit Stromläufe herausbildeten. Die tertiäre Schichtenreihe des Mainzer Beckens lagert auf dem Devon, der Dyas und Trias ungleichförmig auf und beginnt im Norden mit mitteloligocänen Meeresbildungen (siehe Tabelle auf S. 674), im Elsass hingegen mit eocänen Kalken und unteroligocänen Petrolsandten terrestren und brackischen Ursprungs, auf welche dann erst das marine Mitteloligocän folgt (s. S. 678).

Die ältesten Ablagerungen des Mainzer Mitteloligocäns sind:

Die Meeressande von Weinheim, Alzey, Waldböckelheim, oft zu Sandsteinen zusammengebacken, mit den Skeletteilen einer Sirene (Fig. 571),

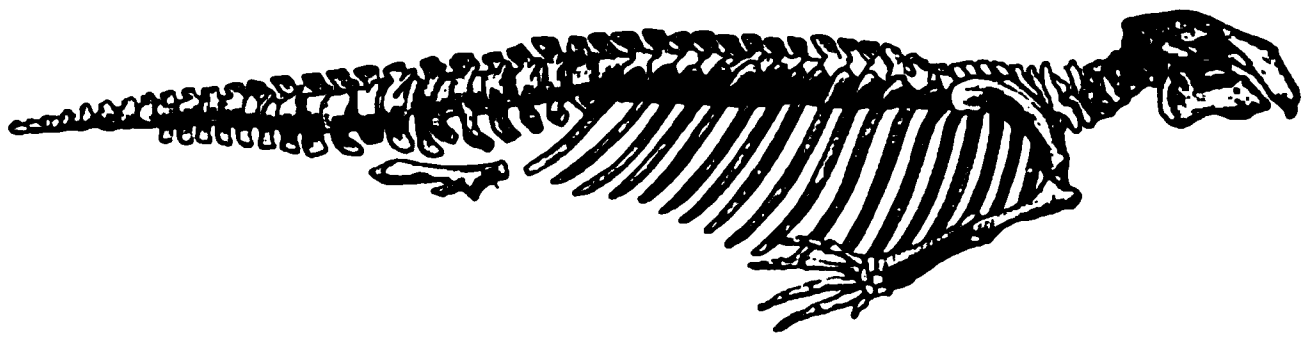


Fig. 571. *Halitherium Schinzi* Kaup aus dem mitteloligocänen Meeressand von Alzey.

Halitherium Schinzi Kaup*), und reich an Conchylien und Korallen, von denen viele, so *Ostrea cyathula*, *Ostrea callifera*, *Pectunculus obovatus*, *Cytherea incrassata*, *Corbula subpisum*, *Dentalium Kickxii*, im Mitteloligocän anderer Länder vorkommen. Noch bestimmter tritt das oligocäne Alter dieser Schichtencomplexe in den nächst höheren Stufen hervor, einem echten Septarienthone mit *Leda Deshayesiana* und *Fusus multisulcatus*, sowie den darüber liegenden Cyrenenmergeln von Rheinhessen, im unteren Mainthal, in der Wetterau, im Rheingau mit *Ostrea callifera*, *Cyrena semistriata*, *Cerithium plicatum*, *Cerithium margaritaceum*.

Die obersten Oligocänablagerungen (von Sandberger u. A. bereits zum Miocän gerechnet) besitzen einen local sehr wechselnden Charakter: bald sind es Sandsteine mit Blattabdrücken von *Cinnamomum*, *Sabal*, *Quercus*, *Ulmus* (Blättersandsteine von Münzenberg), bald Sande und namentlich Kalksteine, angefüllt von Cerithien (Cerithiensand und Cerithienkalk), von denen *Cerithium plicatum* Brug., *Cer. submargaritaceum* und *Cer. Rahti* Braun die häufigsten sind, und zu denen sich außer *Perna Sandbergeri*, *Cytherea incrassata* und *Mytilus socialis* noch zahlreiche eingeschwemmte

* R. Lepsius. *Halith. Schinzi*. Darmstadt 1884. 40. Taf.

Landschnecken (*Helix*, Pupa) und Süßwassermollusken (*Planorbis*, *Dreissensia*) gesellen (Landschneckenkalk von Hochheim und Flörsheim). Erst jetzt beginnt nach der Auffassung v. Koenen's, K. Mayer's u. A. das Neogen.

A. Miocän.

Corbiculakalk und Litorinellenkalk, lichte, feste Kalksteine, ersterer voll von *Corbicula Faujasi*, letzterer oft fast nur aus Gehäusen der kleinen *Litorinella* (*Hydrobia*) *acuta* Drap. = *ventrosa* Montf. (Fig. 572) und *L. inflata* Br., an anderen Stellen beinahe ausschließlich aus *Dreissensia Brardi* Brongn. oder *Mytilus Faujasi* Brongn. bestehend. Neben diesen sind noch zahlreiche Süßwasser- und Landmollusken (*Paludina*, *Limnaeus*, *Planorbis*,



Fig. 572. *Litorinella acuta*
Drap. = *ventrosa* Montf.

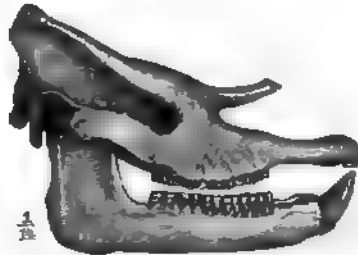


Fig. 573. *Rhinoceros* (*Aceratherium*)
incisivus Cuv.

Pupa, *Helix*) häufig. In der Umgebung von Wiesbaden, Mainz, Frankfurt gehen diese Schichten nach oben in Litorinellenthon (mit *L. ventrosa*) über. Sie besitzen durch das Vorkommen zahlreicher Wirbeltierreste (*Cainotherium*, *Rhinoceros incisivus* [Fig. 573], *Hippotherium*, *Cervus* u. a.) besonderes Interesse. Ausgezeichnete Aufschlüsse in die Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalke gewähren u. a. die Steinbrüche bei Weisenau, Oppenheim und Nierstein.

Eine Sumpf- oder Süßwasserfacies dieser Stufe ist die mit Basaltergüssen wechsellagernde Braunkohlenformation der Wetterau und des Vogelsberges, deren südlicher Ausläufer sich als ein an Blattabdrücken reicher Letten bis nach Rheinhessen verfolgen lässt. Unter den Pflanzen, welche sich in der Braunkohle selbst, sowie in den sie begleitenden plastischen Thonen finden, sind besonders *Cinnamomum*, immergrüne Eichen, Magnolien, Akazien, Storaxbäume, Feigen, die Weinrebe, sowie Cypressen und Palmen vertreten. Die Hauptmasse der Flöze rührt von angeschwemmten Nadelhölzern, namentlich Cypressen- und Pinusarten her.

B. Pliocän.

Außer einigen Braunkohlen mit Pflanzenresten, welche einen nord-amerikanischen, der Jetztwelt sehr nahe stehenden Charakter besitzen, wird die Pliocänformation im Mainzer Becken durch eine 7 bis 40 m mächtige

fluviatile Ablagerung von Sand und Gerölle repräsentiert, welche namentlich bei Worms direct auf die Litorinellenkalke folgen. Innerhalb dieser füllen sie kleine Mulden und Flussbetten aus, werden nach ihrem Hauptaufschlusspunkte Sande von Eppelsheim genannt und zeichnen sich durch ihre Führung von Resten einer reichen Fauna von Landsäugetieren aus. Besonders charakteristisch sind die Skeletteile von *Dinotherium giganteum* (daher auch *Dinotherien-Sand*), *Rhinoceros incisivus*, *Mastodon longirostris*, *Anthracotherium magnum*, *Hipparion* (*Hippotherium*) *gracile* und mehreren *Sus*-, *Cervus*- und *Felis*-Arten.

Das Wiener Becken*).

An die Tertiärzone, welche den West- und Nordabhang der Alpen begleitet, schließen sich die Tertiärgebilde von Niederösterreich, des sogenannten Wiener Beckens, und an diese nördlich und östlich die böhmische und ungarische Tertiärformation an. Unter dem Namen »Wiener Becken« versteht man jenes tertiäre Tiefland, welches im O von den Karpathen, dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge, im S von den östlichen Ausläufern der Alpen und im W von dem böhmisch-mährischen Massiv begrenzt wird. Die Schichtenreihe dieses Wiener Beckens (Fig. 584) ist in folgender Weise gegliedert worden:



Fig. 584. Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien. Nach v. Hochstetter.
W.S. Wiener Sandstein; kr. krystallinische Gesteine des Leitha-Gebirges. I Mediterrane Stufen und zwar a Conglomerat; b Leithakalk; c Tegel. II Sarmatische Stufe. III Congerienstufe.

A. Miocän.

1. Ältere Mediterranstufe (Horner Schichten). Rein marin. Sande, Thone, Mergel von Horn, Loibersdorf, Eggenburg mit *Ostr. lamellosa*, *Pecten solarium*, *P. palmatus*, *Venus umbonaria*, *Pyrula condita*, *Murex aquitanicus*, *Cerithium margaritaceum* (Fig. 580). Bei Eggenburg an den Uferklippen Balanen und Bryozoënkalke.

* E. Süß. Der Boden von Wien. Wien 1860. — Th. Fuchs. Erläut. z. geol. Karte d. Umgeb. Wiens. Wien 1873. — Th. Fuchs. Geol. Übersicht der jüng. Tert.-Bildung des Wiener Beckens. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 653. — M. Hörnes u. P. Partsch. Die foss. Mollusken des Tert.-Beckens v. Wien. Wien 1854—1870. — F. Karrer. Geologie d. k. k. Franz-Josephs-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. k. k. Reichsanst. 1877 (mit vollständ. Litteraturverzeichnis über das Wiener Becken).

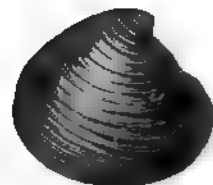


Fig. 574. *Amphistegina Hauori* d'Orb.

Fig. 575. *Venus multi-lamellata* Lam.

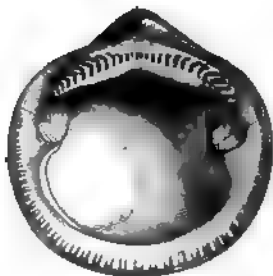


Fig. 576. *Pectunculus pilosus* Lin

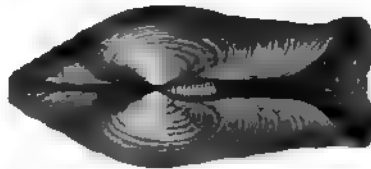


Fig. 577. *Panopaea Menardi* Desh.

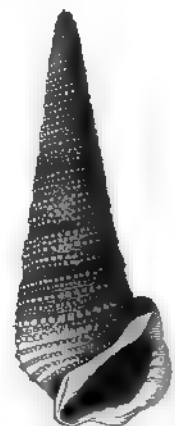


Fig. 580. *Cerithium margaritaceum* Sow.

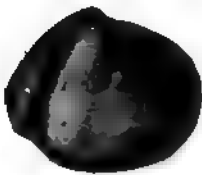


Fig. 578. *Tellina crassa* Penn.

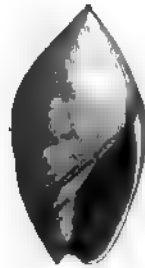


Fig. 579. *Ancillaria glandiformis* Lam.

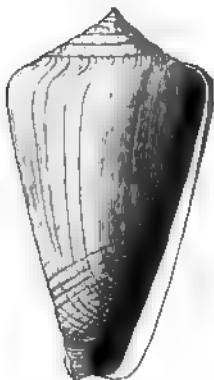


Fig. 581. *Conus ponderosus* Brocc



Fig. 582. *Pleurotoma cataphracta* Brocc.



Fig. 583. *Fusus longirostris* Brocc.

Aus der Wiener Mediterran-Stufe.

2. Jüngere Mediterranstufe. Badener Tegel, Schlier von Ottnang, Leithakalk; ebenfalls noch rein marin. Als Schlier hat man die dortigen sandig-thonigen Mergel, als Tegel mächtige graue, plastische Thone bezeichnet, welche feine Glimmerschüppchen, etwas Quarzsand und ein wenig kohlensauren Kalk enthalten, — unter Leithakalk versteht man einen lichten, zum Teil porösen, fast lediglich aus Korallen-, Foraminiferen-, Kalkalgen- und Conchylienschutt bestehenden Kalkstein. Diese petrographisch so verschiedenen Gesteine gehören verschiedenen Ablagerungszonen ein und desselben Seebeckens an, sind also nur verschiedene Facies der Sedimente einer einzigen Periode und lagern nicht über, sondern neben einander. Conglomerate, Geröllanhäufungen und Sande sind am Strande, die Kalke im seichten Wasser und der Tegel und Schlier in der tieferen See gebildet.

Unter den außerordentlich zahlreichen organischen Resten der eben beschriebenen Schichtengruppe spielen Foraminiferen, Zweischaler und Gastropoden die Hauptrolle. Erstere und zwar namentlich Vertreter der Gattungen *Amphistegina*, *Triloculina*, *Textularia* und *Globigerina* nebst Kalkalgen (*Lithothamnien*) bilden die Hauptmasse der mächtigen Kalksteinablagerungen, der Leithakalke. Eine der gewöhnlichsten Formen ist *Amphistegina Haueri* d'Orb. (Fig. 574).

Die Mollusken, von denen über 1000 Arten beschrieben wurden, sind hauptsächlich durch folgende Genera vertreten: *Conus* (Fig. 584), *Oliva*, *Cypraea*, *Ancillaria* (Fig. 579), *Voluta*, *Mitra*, *Cassis*, *Strombus*, *Triton*, *Ranella*, *Murex*, *Pyrula*, *Fusus* (Fig. 583), *Nassa*, *Terebra*, *Cancellaria*, *Pleurotoma* (Fig. 582), *Cerithium*, *Turritella*, *Trochus*, *Turbo*, *Rissoa*, *Ostrea*, *Pecten*, *Spondylus*, *Pinna*, *Avicula*, *Arca*, *Pectunculus* (Fig. 576), *Nucula*, *Cardita*, *Lucina*, *Cardium*, *Cytherea*, *Venus* (Fig. 575), *Tellina* (Fig. 578), *Mactra*, *Lutraria*, *Pholadomya*, *Panopaea* (Fig. 577), *Solen*, *Pholas*, *Teredo*. Viele dieser Tierarten leben noch heute im Mittelländischen Meere, sowie an der Westküste Afrikas, so dass der Charakter der Fauna dieser Stufe des Wiener Tertiärs im allgemeinen als ein mediterraner bezeichnet werden kann, der durch tropische Formen bereichert wird.

Schichten der Mediterranstufe verbreiten sich vom Wiener Becken aus über Steiermark, Mähren, Ungarn, Siebenbürgen und Galizien bis zum Asow'schen Meere.

3. Sarmatische Stufe. Halbbrackisch. Zu unterst Tegel (*Hernalser Tegel*), dann kalkige Sandsteine und darüber neuere Tegelbildungen. Erstere sind z. T. angefüllt von Cerithien, und zwar namentlich *Cerithium pictum* Bast., und werden als Cerithienschichten bezeichnet; der obere sarmatische Tegel führt massenhaft *Tapes* und *Cardium*, ferner Skeletteile von Seehunden, Delphinen und Seekühen. Derartige Ablagerungen erstrecken sich die Donauniederung entlang bis jenseits des Schwarzen

Meeres zum Aralsee. Ihre ärmliche Fauna hat eine große Ähnlichkeit mit derjenigen des Schwarzen Meeres.

B. Pliocän. Pontische Stufe.

1. Congerienschichten. Brackwasserschichten. Infolge fortgesetzter Aussüßung nahm das Wiener Becken den Charakter eines Brackwasser- und dann eines Süßwassersees an. In diesem wurde zu unterst der Tegel abgelagert, welcher z. B. den Untergrund der Stadt Wien bildet (Inzersdorfer Tegel) und sich durch seinen Reichtum an Cardien, an *Congeria subglobosa* Partsch (Fig. 585) und *Melanopsis Martiniana* Fér.



Fig. 585. *Congeria subglobosa* Partsch.



Fig. 586. *Melanopsis Martiniana* Fér.

(Fig. 586) auszeichnet, aber auch Überreste von *Dinotherium*, *Rhinoceros*, *Mastodon*, Antilopen, Süßwasserschildkröten und Landpflanzen führt. In dieser oberen Gruppe des Wiener Tertiärgebirges treten auch Braunkohlen mit Pflanzenresten auf, welche der später zu beschreibenden Öninger pliocänen Flora entsprechen.

Auch im östlicheren Teile des großen sarmatischen Binnenbeckens der Miocänzeit, in der ungarischen Ebene, in Siebenbürgen, dem Banat und in der Umgebung des Schwarzen Meeres sind jetzt Einzelseen entstanden, welche durch Flüsse ausgesüßt werden und in denen sich Congerienschichten niederschlugen, aber bis gegen das Ende der Pliocänzeit zu immer kleiner werdenden Wasserflächen zusammen schrumpften, in welchen die jüngstpliocänen Paludinenschichten zur Ablagerung gelangten.

2. Flussschotter und -sande, Belvedereschotter. In ihm finden sich Knochen von *Anthracotheurium*, *Dinotherium*, *Hipparion*, *Mastodon*, *Rhinoceros*. Mit dieser fluviatilen Bildung schließt die tertiäre Schichtenreihe des Wiener Beckens ab und wird von Löß überlagert.

Dem Miocän gehören die zahlreichen Steinsalzlager Ungarns, Siebenbürgens und Galiziens, und unter diesen namentlich diejenigen von

Wieliczka an*). Das Steinsalz kommt daselbst theils in mächtigen, bis 15000 Kubikfuß großen stockförmigen Massen, theils in Bänken zwischen Salzthon, Anhydrit und Gyps vor. Unter Löß und diluvialen Sande liegt zu oberst grauer Thon (Tegel), unter ihm Salzthon, in dessen liegender Zone stockförmige Massen von meist grünem, grobkrySTALLINISCHEM Steinsalz (Grünsalz) nebst Streifen und Nestern von Gyps eingebettet sind. Durch Thonlagen und geschichteten Anhydrit wird das Grünsalz von dem darunter liegenden Spisasalz getrennt, welches aus mehreren, zusammen gegen 20 m mächtigen Flötzen von oft stengeligen, zum Teil Kohlenwasserstoff haltendem Steinsalz (Knistersalz) besteht. Unter ihm treten zuerst Salzthon und Anhydrit, dann die zusammen ebenfalls über 30 m mächtigen Lager des Schybiker Salzes, eines reinen, weißen, klein- bis grobkörnigen Steinsalzes auf. Darunter folgen Thon, Sande und Sandsteine. Im Steinsalze und in den dasselbe begleitenden Thonen kommen zahlreiche marine Reste vor, von denen über 70 Procent mit denen des Wiener Beckens und namentlich des mittleren Tegels identisch sind. Die complicirten Lagerungsverhältnisse der Steinsalzformation von Wieliczka werden von Paul und Tietze auf zwei schräge, nach N überliegende und spitz ausgezogene Sättel zurückgeführt. — Bei Kalusz in Ostgalizien treten im Hangenden des Salzgebirges linsenförmige Einlagerungen von Kainit und Sylvin auf**).

Das Jungtertiär Norddeutschlands.

In Norddeutschland ist, wie bereits oben erwähnt, marines Pliocän nicht zur Ablagerung gelangt, nur die Schieferkohlen und Mastodon arvernensis führenden Schotter bei Rippersroda in Thüringen und bei Fulda, ferner wahrscheinlich manche andere Kies- und Thonablagerungen Thüringens und Sachsens repräsentieren fluviatile Gebilde der Pliocänzeit***).

Dahingegen bildet das marine Miocän†) ein weites Becken, welches, wenn auch der allgemeinen Diluvialbedeckung wegen nur an isolierten

*) Niedzwiedzki. Beitr. z. Kenntn. d. Salzformat. von Wieliczka u. Bochnia. I. Lemberg 1883; II. 1884; III. 1884; IV. 1889; V. 1891. — E. Tietze. Geogn. Verhält. d. Geg. v. Krakau. Wien 1888. S. 190. — Ders. Verh. d. k. k. geol. Ra. Wien 1890. Nr. 8. S. 1.

**) J. Niedzwiedzki. Das Salzgebirge von Kalusz. Lemberg 1891.

***, A. v. Fritsch. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 389.

†) A. v. Koenen. Sitzber. d. Gesellsch. zur Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. Nr. 8. 1871, und Schriften d. Ges. Bd. X. Abt. 3. Kassel 1872; — ferner N. Jahrb. Beil. II. 1883. S. 223, sowie 1886. I. S. 81. — C. Gottsche. Über d. Miocän von Reinbeck. Verh. d. Ver. f. naturh. Unterhalt. in Hamburg (1876). Bd. III. März bis April 1878. — Ders. Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteines. Festschr. des naturw. Ver. zu Hamburg. 1887. — E. Geinitz. Flötzformationen Mecklenburgs. 1883. S. 96. — XIII. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1892. S. 59.

Punkten aufgeschlossen, Schleswig und Holstein, Lauenburg, das südwestliche Mecklenburg und das nördliche Hannover bis in die Gegend von Celle umfasst und sich in südwestlicher Richtung durch Oldenburg und Westfalen bis nach Hasselt und Antwerpen ausdehnt, so dass ihm auch die belgischen Miocänablagerungen, das Système diestien und boldérien angehören. Die beiden früher im norddeutschen Miocän unterschiedenen Horizonte, der Holsteiner Sandstein und der Glimmerthon, sind, nach v. Koenen, gleichalterige Bildungen von verschiedenartiger Ausbildungsweise, so dass ihre Verschiedenheiten nur Faciesunterschiede sind. Darauf weist u. a., und abgesehen von petrographischen Übergängen, namentlich die Verteilung der siphonostomen Gastropoden in diesen Schichten hin. Es beschreibt deren v. Koenen 85 Arten aus dem Glimmerthon, von welchen jedoch 71 Procent auch aus der holsteiner und antwerpener Gruppe bekannt sind. Um einige der wichtigsten Mollusken des norddeutschen Miocäns zu nennen, mögen hier angeführt werden: *Arca diluvii* Lam., *Leda pygmaea* Münst., *Astarte anus* Phil., *Pectunculus pilosus* Lin., *Isocardia cor* Lin., *Murex octonarius* Beyr., *Murex aquitanicus* Grat., *Tiphys horridus* Brocc., *Conus antediluvianus* Brug., *Cancellaria evulsa* Sol., *Cancellaria aperta* Beyr., *Fusus tricinctus* Beyr., *Nassa tenuistriata* Beyr., *Pleurotoma turricula* Brocc., *Voluta Bolli* Koch. Ergiebige Fundstellen dieser miocänen Molluskenfauna sind: Sylt, Glückstadt, Reinbeck und Lüneburg, Bokup und Dömitz in Mecklenburg, Dingden in Westfalen und Rothenburg bei Düsseldorf.

Braunkohlencomplexe miocänen Alters sind in der Mark Brandenburg und in Pommern, in Mecklenburg, in der Lausitz, im Königreich Sachsen, in der Casseler Gegend, im Meißner und Habichtswald zur Ausbildung gelangt (vergl. die Zusammenstellung und Litteraturangaben auf S. 687 u. 688, ferner die Tabelle auf S. 693) und geben hier zu ausgedehntem Bergbau Veranlassung. Dieselben folgen meist direct auf das marine Oberoligocän und werden in Mecklenburg von dem marinen miocänen Bokuper Sandstein*), dahingegen im Meißner und Habichtswalde von Basalt überlagert, auf welchen vielerorts noch eine zweite jungmiocäne Braunkohlenbildung folgt, welche von Basalttuffen und Polierschiefer begleitet und wiederum von Basaltergüssen bedeckt wird (v. Koenen).

Die sich von Pommern und Mecklenburg aus durch die Mark bis zur Lausitz und in die Leipziger Gegend ausdehnende miocäne Braunkohlenstufe (o. B. Fig. 561 u. 564) setzt sich ganz ähnlich wie der untere Complex der norddeutschen Braunkohlenformation aus lichten Sanden und Kiesen mit Knollensteinen, hellen Thonen (Flaschenthonen), ferner aus Flötzen von Braunkohle und vorzüglich von Alaunthon zusammen, und führt z. B. *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Liquidambar europaeum* Br., *Populus latior* Br. und Reste anderer Bäume und Sträucher mit jährlich fallendem Laub.

*, E. Geinitz. l. c. — O. Oehmcke. Der Bokuper Sandstein. Güstrow 1886.

Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns.

Auf S. 670 sind die eocänen, auf S. 677 die oligocänen Tertiärgebilde der südlichen Teile Deutschlands, sowie der Schweiz geschildert. An letztere, nämlich die untere Süßwassermolasse (untere Braunkohlenbildung, aquitanische Stufe), schließen sich die Schichten des Miocäns und zwar:

1. Die **g r a u e M o l a s s e** (Mainzer Stufe), eine Sandsteinbildung, welche sehr häufig Pflanzenreste von ausgesprochenem nordamerikanischen Charakter (Cinnamomum, Ulmus, Liriodendron, Rhamnus, Juglans, Acer) umschließt und dann als **Blättersandstein** oder **Blättermolasse** bezeichnet worden ist. Mit dieser Süßwasserbildung ist jedoch eine marine Ablagerung verknüpft, welche *Venus clathrata*, *Cerithium lignitarum*, *Murex plicatus* führt.

2. Die **o b e r e M e e r e s m o l a s s e** (Helvetische Stufe), ein entschiedener Meeressandstein, zum Teil voll Conchylien und oft conglomeratähnlich mit kalkigem Bindemittel (Muschelsandstein). Von der außerordentlich artenreichen Molluskenfauna dieser Schichten leben 35 Procent noch jetzt und zwar zum Teil im Mittelmeere, zum Teil unter tropischen Breiten. Viele Formen, z. B. *Pectunculus pilosus*, *Panopaea Menardi*, *Conus ventricosus*, *Chenopus pespelicani*, *Turritella turris*, stimmen mit miocänen Fossilien des Wiener Beckens überein. Fischzähne, so solche von *Lamna*, *Oxyrhina*, *Carcharodon*, sind außerordentlich häufig.

3. Die **o b e r e S ü ß w a s s e r m o l a s s e**, aus Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen bestehend, einige Braunkohlenflötze umschließend und Limnaeen, Planorben, Unionen, sowie Helix-Arten führend. In dieses Niveau gehören die Öninger Schichten, meist dünnplattige Kalksteine, welche sich durch ihren Reichtum an außerordentlich gut erhaltenen Pflanzen- und Tierresten auszeichnen. Die Flora besteht der Mehrzahl nach aus amerikanischen und in zweiter Reihe aus europäischen Typen, während asiatische, afrikanische und australische Formen sehr in den Hintergrund treten. Die Öninger Fauna ist durch eine außerordentlich große Anzahl von Insecten, vorzüglich Käfern, von subtropischen und zwar namentlich südeuropäischen Typen repräsentiert*). Unter den Wirbeltierresten haben neben denen sehr zahlreicher *Leuciscus*-Arten die eines Riesensalamanders, *Andrias Scheuchzeri*, besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen, welche Scheuchzer für versteinerte Skeletteile von Menschen (*homo diluvii testis*) hielt.

Überraschend ist die Mächtigkeit der tertiären Sedimente in der directen Nachbarschaft der Alpen im Vergleiche mit derjenigen damit zusammenhängender Schichtencomplexe an weiter entfernten Aufschlusspunkten. Es

*; Osw. Heer. Die Insectenfauna der Tertiärgebilde von Öningen und Radoboj. Leipzig 1847. 49. 53.

beruht dies darauf, dass die stromreiche zerrissene Küste der alpinen Insel Strandbildungen außerordentlich begünstigte und die steilen Abhänge des Inselgebirges der tertiären Meeresküste gewaltige Mengen von Gesteinsmaterial zur weiteren Zerkleinerung zuführten.

Während mit diesen obermiocänen Ablagerungen die Tertiärbildungen der Schweiz und der nächst angrenzenden Landstriche abschließen, machen in der Hochebene der Donau pliocäne Sande mit Knochen von *Dinotherium*, *Mastodon*, *Rhinoceros* und anderen Säugetieren den Schluss der Tertiärformation.

Der Crag Englands.

Das jüngste Tertiär Englands besteht vorwaltend aus Sanden und Mergeln, welche reich an Schalen von Mollusken sind und als Crag bezeichnet werden. Man unterscheidet von unten nach oben steigend:

1. White or Coralline Crag, 10 m mächtig, bestehend aus kalkigen Mergeln voll Molluskenschalen und Bryozoenstöcken. Von ersteren sind 316 Species beschrieben, von denen 34 Procent noch leben. Der Habitus dieser Fauna ist ein mediterraner.

2. Red Crag, etwa 8 m mächtige, eisenschüssige Quarzsande mit 256 Molluskenspecies, von welchen 92 Procent noch leben. Nordsee-Charakter.

3. Norwich or Fluvio-marine or Mammaliferous Crag, etwa 7 m mächtige Sande, Lehme und Kiese mit einer gemischten Meeres-, Land- und Süßwassermolluskenfauna, sowie mit Knochen von Fischen und Säugetieren (*Mastodon*, *Elephas*, *Hippopotamus*), also augenscheinlich abgelagert in der See nahe der Mündung eines Stromes. Die Landschnecken gehören alle Arten an, die heute noch leben; von den 139 Species mariner Mollusken sind etwa 7 Procent ausgestorben, der Rest enthält ziemlich viele heute in den arktischen Meeren lebende Formen, z. B. *Rhynchonella psittacea*, *Scalaria groenlandica*, *Astarte borealis*, *Panopaea norwegica*, *Cyprina islandica* u. a.

4. Chillesford beds, etwa 7 m mächtige Sande und Thone mit einer Molluskenfauna, von welcher zwei Drittel jetzt Bewohner höherer Breiten, also kälterer Meere sind. Unmittelbar darauf folgen die jungpliocänen, noch präglacialen Forest-beds von Cromer, zu unterst schwache Lagen von Torf und Moor, diese mit recenten Pflanzen und mit Knochen von *Canis*, *Ursus*, *Equus*, *Rhinoceros*, *Hippopotamus*, *Elephas*, *Cervus* u. a., darüber Sande und Thone mit *Leda myalis* und endlich das echte Glacialdiluvium.

Verfolgt man die Veränderung der Faunen der einzelnen Schichten-complexe des englischen Crag, so tritt eine doppelte Erscheinung hervor, einerseits die stetige Zunahme der Zahl der noch heute fortlebenden Molluskenarten, andererseits aus der Zunahme arktischer Formen ein allmähliches Heruntersinken des im Beginne der Cragablagerung südlichen Klimas

zu dem der Eiszeit. Höchst interessant ist der Nachweis, dass viele Mollusken, die während der Cragperiode die englischen Meere bewohnten, beim Herannahen der Eiszeit sich südwärts zurückzogen und deshalb fossil in dem Pliocän von Sicilien, Süditalien und Griechenland gefunden werden, während sie am Ende der Eiszeit wieder nach Norden wanderten und heute wiederum die britischen Meere bewohnen.

Das Pliocän Italiens.

In Italien lehnen sich mittelpliocäne Schichten, welche unter der Bezeichnung Subapennininformation zusammengefasst worden sind und local auf der Congerien-Stufe auflagern, an beide Seiten der Apenninen an. Sie führen zwar meist mediterraneische, jedoch auch zahlreiche tropische Molluskenformen, welche den Geschlechtern *Conus*, *Cypraea*, *Strombus*, *Pyrula*, *Mitra*, *Fasciolaria*, *Sigaretus*, *Delphinula*, *Ancillaria*, *Oliva*, *Terebellum*, *Terebra*, *Perna*, *Plicatula* und *Corbis* angehören. Die gleichzeitige Flora hat aus jetzt auf Madeira und am Golf von Mexiko heimischen Pflanzen bestanden. Zu den jüngsten überhaupt bekannten marinen Tertiärschichten gehören die oberpliocänen Ablagerungen Siciliens. Sie sind reich an Korallen und Conchylien, welche ihrer bei weitem überwiegenden Mehrzahl nach noch heute das Mittelländische Meer bewohnen. So leben z. B. von den 500 Arten des Pliocäns der Umgegend von Palermo nur 97 heute nicht mehr im benachbarten Meere und von diesen sind 66 ausgestorben, während 34 im atlantischen Ocean vorkommen und z. T. sogar nordischen Charakter haben. Auf den Gebirgen Siciliens breiten sich Bänke von *Ostrea edulis*, sowie solche der gewöhnlichen Mittelmeerkoralle, *Caryophyllia caespitosa*, aus, während andere Kalksteine von *Pecten Jacobaeus* ganz angefüllt sind. Diese pliocänen Schichten erreichen auf Sicilien über 600 m Mächtigkeit, sind trotz ihres geringen Alters 700 bis 1000 m hoch gehoben worden, bilden ganze Gebirgszüge, wechsellagern mit Tuffbildungen, werden von Lavagängen durchsetzt, kurz bieten Erscheinungen dar, deren Studium ganz ähnliche Verhältnisse paläozoischer Formationen ins klarste Licht setzt. Trotz der fast vollkommenen Identität des organischen Gesamtcharakters dieser Schichten und des jetzigen mittelländischen Meeres hat sich doch seit ihrer Ablagerung der ganze 10200 Fuß hohe Ätna auf ihnen langsam aufgebaut, ein Vorgang, der sicherlich viele Tausend Jahre in Anspruch genommen hat.

Als Fundstätte der Reste einer reichen Säugetier-Fauna ist das Thal des Arno berühmt. Hier tritt eine etwa 160 m mächtige, Sansino genannte, oberpliocäne Schichtenreihe von vorwaltenden Sanden nebst Conglomeraten auf mit *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Hippopotamus major*, *Equus Stenonis*, *Machairodus*, *Mastodon* u. s. w.

Pliocäner Knochenlehm von Pikermi in Griechenland. Die Ebene von Pikermi (letzteres zwischen Athen und Marathon gelegen) besteht aus abwechselnden Lagen von rotem Lehm und festen Conglomeraten, den Absätzen eines altpliocänen Flusses. Eine dieser Lehmbänke ist dicht angefüllt von aus dem Zusammenhange gerissenen, z. T. durch Raubtiere bearbeiteten Skeletstücken von Säugetieren und unter diesen namentlich von *Ma-chairodus cultridens*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros Schleiermacheri*, *Hipparion gracile*, *Sus major* und einer Giraffe (*Helladotherium Dufrenoyi*), sowie von Antilopen und Affen (*Mesopithecus*), — also meist Vertretern der Eppelsheimer und Belvedere-Fauna (= pontische Stufe).

Das Jungtertiär Nordamerikas. In Oregon, Nevada, Montana und angrenzenden Gebieten folgen auf die oligocäne White River-Gruppe (S. 673) die miocänen John Day- und die Deep-River-Gruppen, neben Oreodontiden mit *Rhinoceros*, *Anchitherium*, *Aceratherium*, sowie letztere mit Mastodon und Kamelen. Das Pliocän ist dort durch die Loup-Fork-Beds mit Mastodon, *Equus*, *Hipparion*, *Pliohippus*, *Canis* u. a. vertreten, während sich der Übergang der Tertiär- in die Diluvialperiode in den *Equus*- und den *Megalonix*-Beds vollzieht, in denen sich von Südamerika eingewanderte Edentaten (*Megalonix*, *Myiodon*, *Glyptodon*) mit echt nordamerikanischen Typen mischen.

Die Siwalikformation Ostindiens. Die Tertiärgebilde der Siwalik-Hills, einer dem Südfuße des Himalaya vorgelagerten Hügelkette, bestehen aus Sandsteinen, Conglomeraten und Thonen, welche eine Mächtigkeit von 2000 m erreichen, von den Bergströmen des Himalaya aufgeschüttet worden sind und außer Süßwasserconchylien (*Unio*, *Paludina*, *Melania*) die Reste einer Anzahl überaus formenreicher miocäner und pliocäner Säugetierfaunen enthalten. Die Vertreter derselben sind z. T. europäischen Formen nahe verwandt, von welchen *Dinotherium*, Mastodon, Elephas, Stegodon, *Rhinoceros*, *Hipparion*, Hippopotamus, Antilopen, Hirsche, zahlreiche Raubtiere (darunter *Amphicyon*) und Affen (*Semnopithecus*) dort ebenfalls vorkommen. Unter den der Siwalikformation eigentümlichen Typen fallen namentlich einige gewaltige Wiederkäuer, das *Sivatherium* und *Brahmatherium*, ferner eine riesige Landschildkröte von über 4 m Länge (*Colossochelys*) auf.

Im Centrum der Insel Java entdeckte E. Dubois in einem Complexe vulkanischer Tuffe und in Vergesellschaftung mit Skeletteilen von Stegodon und Hexaprotodon (*Hippopotamus*) u. a. Resten einer indischen pliocänen Fauna das Schädeldach, 2 Backenzähne und den linken Oberschenkel eines Primaten, den Dubois *Pithecanthropus erectus* nannte und in welchem hervorragende Paläontologen wie Dames, Nehring und Marsh ein Bindeglied zwischen anthropoiden Affen und dem Menschen erblicken *).

* E. Dubois. *Anthrop. erectus*, etc. Batavia 1894. — Ders. *Verhandl. d. anthrop. Ges.* Berlin. 1895. S. 723.

Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärformation sind in dem bei weitem größten Teile ihres Verbreitungsgebietes die ursprünglichen, also flach tellerförmigen geblieben, höchstens sind infolge des Austrocknens, der Zusammenpressung und somit Volumenverringerung ursprünglich wasserreicher, lockerer Schichtensysteme und infolge daraus hervorgehender Senkungen und Spaltenbildungen Knickungen und Biegungen der darüber liegenden Complexe eingetreten. Andernorts ist selbst noch das jüngere Tertiär von nicht unbeträchtlichen Verwerfungen und grabenförmigen Versenkungen sowie von Faltungen betroffen worden (s. S. 337). Zahlreiche Beispiele für letztgenannte Erscheinung liefert die miocäne Braunkohlenformation der Lausitz und der nördlich angrenzenden Landstriche, wo die Braunkohlenflötze local zu so stark überliegenden Falten zusammengeschoben sind, dass derselbe Schacht das nämliche Flötz zwei-, ja dreimal unter einander durchteuft hat. Viel verwickelterer Natur jedoch sind die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten, welche in denjenigen Bereichen zum Absatze gelangten, aus denen im Verlaufe der Tertiärzeit Hochgebirge hervorgingen. Eines der großartigsten Beispiele der Wirkung gebirgsbildender Faltungen während verhältnismäßig sehr junger Zeiträume liefert die Beteiligung des Tertiärs am Aufbau der Alpenkette. An diesem haben namentlich die Nummulitenkalke und der Flysch, aber auch die Molasse teilgenommen und sind nicht nur aufgerichtet und gefaltet, sondern zum Teil auch überkippt, zu liegenden Falten überstürzt und bis zu mehr als 3000 m über den Meeresspiegel emporgestaut worden. Die Gipfel des Dent du Midi, des Niederhorns, der Ralligstöcke, der Diablerets, des Grünten, des Rigi, des Speer u. a. bestehen aus solchem dislocierten Tertiär. (Vergl. Fig. 48, S. 173; Fig. 112, S. 326; Fig. 553, S. 672).

Auch in den Pyrenäen sind eocäne Schichten im Verein mit der Kreide von außerordentlichen Faltungen und Dislocationen betroffen worden und steigen zu so bedeutenden Höhen empor, dass selbst ein Teil des höchsten Gebirgskammes, der Troumouse, der Marboré (3320 m), sowie der Mt. Perdu (3352 m) aus ihnen besteht. Da die Miocänablagerungen am Nordabhange der Pyrenäen horizontal auf den steil aufgerichteten Eocänschichten liegen, so muss die letzte und zwar bedeutendste Hebung des Pyrenäengebirges in die Zeit zwischen Eocän und Miocän fallen.

Anders im Himalaya, wo sogar pliocäne Süßwasserschichten der Siwalikformation (S. 705) in steil aufgerichteter Stellung bis zu 4000, ja 5000 m emporsteigen, um hier von vollkommen horizontalen limnischen Diluvialgebilden (mit Rhinoceros und Hyaena) überlagert zu werden, so dass die Gebirgsfaltung des Himalaya bis zum Ende der Pliocänperiode fortgedauert haben muss.

Vulkanische Eruptionen während der Tertiärperiode. Im Verlauf der triadischen, jurassischen und cretacäischen Zeitalter fanden Durch-

brüche glutflüssiger Gesteinsmassen nur ausnahmsweise statt und waren dann auf verhältnismäßig kleine Territorien beschränkt. Anders in der Tertiärperiode. In ihrem Verlaufe ist die Erde fast überall der Schauplatz großartiger vulkanischer Eruptionen gewesen, deren Producte durch ihre petrographischen Analogien, ihre Lagerungsform und ihren Verband mit den sedimentären Schichtenreihen, sowie durch ihre allgemeine Verbreitung an die ganz ähnlichen Erscheinungen während der paläozoischen Zeitalter erinnern (vergl. S. 56 u. 288). Die Ergussgesteine dieser Perioden waren zuerst Diabase und darauf Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre, — die des Tertiärs sind die Liparite, Trachyte, Phonolithe, Andesite und Basalte. Mit ihnen beginnt die große Reihe jener Eruptionen, welche sich durch die ganze tertiäre Periode hindurch bis auf den heutigen Tag bethätigt haben; die Laven und Auswürflinge unserer Vulkane schließen sich auf das innigste an die Eruptionsproducte des Tertiärs an.

Die petrographischen Verhältnisse dieser jungvulkanischen Gesteine sind in einem früheren Abschnitte, in der petrographischen Geologie, ihre Lagerungsformen in den Kapiteln über tectonische Geologie (S. 337—342), ihre Eruptionerscheinungen in dem Abschnitte über dynamische Geologie (S. 154 und 287), ihre Beeinflussung des benachbarten Nebengesteines in dem Paragraphen über Contactmetamorphismus (S. 292) abgehandelt worden, es bleibt somit nur übrig, die Verbreitung dieser Gesteinsgruppen in ganz kurzen Umrissen anzudeuten.

Als uns zunächst liegend zieht die centraleuropäische Zone von tertiären Eruptivgesteinen unser Hauptinteresse auf sich. Dieselbe begreift folgende vulkanische Einzelgebiete, welche in ihrer Gesamtheit eine ausgedehnte, im großen und ganzen von Westen nach Osten gerichtete, einstmalige Vulkanzone repräsentieren:

1. Die vulkanische Eifel mit ihren Basalt-, Trachyt-, Andesit- und Phonolithkuppen, sowie mit Tuff- und Schlackenanhäufungen und ringförmigen oder seitlich geöffneten Stratovulkanen, diese z. T. mit Lavaströmen (Mosenberg, Gerolstein, Bertrich), deren gesamtes Material die Schichten des Devons und des stellenweise horizontal darüber gelagerten Buntsandsteines durchbrochen hat, endlich mit einer Anzahl z. T. noch ringsgeschlossener, mit Wasser erfüllter Maare (so dem Pulvermaar, dem Gemünder und Weinfelder Maar).

2. Das Vulkangebiet des Laacher Sees besitzt einen ungefähren Durchmesser von $2\frac{1}{2}$ Meilen und wird durch die große Zahl wohlerhaltener Stratovulkane und Schlackenberge charakterisiert. Diese umgeben den Laacher See von allen Seiten und sind auf die bereits lange Zeit vor ihrer Eruption steil aufgerichteten Schichten des Devons aufgesetzt. Sie bestehen, wie dies z. B. der Bausenberg, Hochsimmer und die Kunksköpfe in höchst instructiver Weise erkennen lassen, aus abwechselnden rohen Lagen von

gröberen oder feineren Auswürflingen, von der gewaltigsten Bombe herab bis zum feinsten Schutt, sowie aus vulkanischen Schlacken und Laven, besitzen zum Teil scharfrandige, seitlich geöffnete, steile Kraterkessel, aus deren manchen Lavamassen geflossen sind und sich entweder stromartig bewegt oder deckenartig ausgebreitet haben (siehe Fig. 587). Andere der



Fig. 587. Profil des Hochsimmer-Vulkans und seines Lavaströmen. Nach v. Oeynhausen.
a Devonische Thonschiefer; b Braunkohle; c Hochsimmer-Vulkan; d Lavaström.

dortigen Vulkane sind kraterlose kegel- oder rückenförmige Schlackenberge (so der Herchenberg und Langenberg), welche jedoch ebenfalls (wie der Kamillenberg) mit Lavaströmen in Verbindung stehen können, und endlich noch andere sind homogene Kuppen von Leucitphonolith (Olbrück, Schilkopf). Als Maare betrachtet man den Laacher See und das Kesselthal von Wehr, deren ersteres geschlossen und daher mit Wasser gefüllt ist, während letzteres einen natürlichen Abfluss und deshalb nur einen sumpfigen Boden besitzt. Eine große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen die Tuffbildungen in der Laacher Gegend. Es sind dies Schlacken-, Trachyt-, Bimsstein- und Leucittuffe. Erstere bestehen aus meist losen, basaltischen Lapillen mit zahlreichen Augitkrystallen, Glimmertafeln, seltener mit Olivin oder Hornblende, umschließen verglaste Bruchstücke von devonischen Schiefern und Sandsteinen, sowie Granit und Gneiß und wechseln mit Lagen erdigen, dunklen Tuffes. Späterer Entstehung als diese Basalttuffe sind die helleren Trachyttuffe mit Sanidinbomben, sowie die Leucittuffe und die Bimssteintuffe.

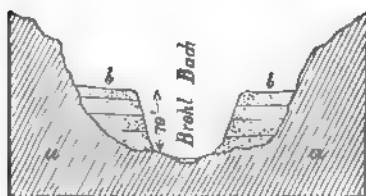


Fig. 588. Profil durch das Brohlthal.
(H. Syd.)

a Devonische Thonschiefer; b Trass- (Duckstein-) Terrassen.

Letztere (Trass genannt) bilden vorzüglich innerhalb des Nettethales, des Brohlthales und seiner Nebenthäler Ablagerungen von bedeutender Mächtigkeit. Da jedoch das Bachbett in sie eingeschnitten ist, treten sie nur in Form hoher Terrassen an den beiderseitigen Abhängen auf (siehe Fig. 588).

Exhalationen von Kohlensäure sind im Laacher Vulkangebiete häufige Erscheinungen.

An freier Kohlensäure reiche Mineralwasser z. T. Thermen, z. T. mit sprudelartigem Ausbruch sind z. B. bei Burgbrohl, Obermendig und Hönningen a. Rh. erbohrt worden.

Über die Zeiten, in welche die vulkanischen Ereignisse der Laacher

Gegend fallen, können keine Zweifel obwalten, da die das dortige Devon local überlagernde miocäne Braunkohle von den vulkanischen Producten durchsetzt und bedeckt wird, da ferner die unteren Schlackentuffe von Löß überlagert werden und endlich die Bimssteintuffe auf Löß aufliegen und mit ihm wechsellagern. Die Laacher Eruptionen fallen demnach in die Diluvialzeit, so dass bereits der Mensch Zeuge der Ausbrüche gewesen sein mag.

3. Das Siebengebirge, eine zusammenhängende Gruppe von Trachyt-, Andesit- und Basaltbergen miocänen Alters, welche von Trachyttuffen und -conglomeraten begleitet werden, während sich auf der gegenüberliegenden Seite des Rheines, hinter den Basaltfelsen von Rolandseck, ein jüngerer, ausgezeichnet ringförmiger, aber sehr flacher Krater, der Roderberg, auf dem von devonischen Schichten und Rheingeröllablagerungen gebildeten Untergrunde erhebt.

4. Die zahlreichen Trachyt-, Phonolith- und Andesit-, namentlich aber Basaltberge des Westerwaldes, welche mit Basalt- und Trachytconglomeraten sowie mit Bimssteinsanden vergesellschaftet sind.

5. Das Vogelsgebirge, ein über 40 Quadratmeilen großes vulkanisches Hochplateau, aus terrassenförmig über einander gelagerten Decken und Strömen von Basalten, Anamesiten und Doleriten aufgebaut, welchen Tuffe und local auch Tertiärthone zwischengelagert oder vergesellschaftet sind und die zumeist auf der Trias, zum Teil auf der Braunkohle auflagern. Am Westrande des Vogelsgebirges sind in der Nähe von Gießen einige kleine Schichtvulkane erhalten geblieben.

6. Weiter nördlich setzen Hunderte von basaltischen Kuppen über die Werra, den Habichtswald und Meißner bis zur oberen Weser fort. Besonders instructiv sind die Verhältnisse am Meißner. Basalte und deren grobkörnige Modification, Dolerite, bilden dort eine über 100 m mächtige, einheitliche Decke über einem bis 33 m mächtigen Braunkohlenflötze. Dieselbe hat im Contacte mit dem basaltischen Gesteine eine stengelige Absonderung und eine Umwandlung in Anthracit erlitten. Durch ihren Abbau sind die mit Basalt erfüllten Eruptionscanäle der vulkanischen Decke erschlossen worden (vergl. S. 153, Fig. 38 u. S. 293). Als die nördlichsten Vorposten des Basaltes in Deutschland sind die Kuppen zu erwähnen, welche derselbe am Söllinger Walde, nordwestlich von Göttingen bildet.

7. Die Rhön. Östlich vom Vogelsberge bilden auf triadischem Untergrunde isolierte Kuppen und Decken von Nephelinbasalt, Dolerit, Tephrit und Limburgit nebst Trachyt und Phonolith (Milseburg), ferner Trachyt- und Basalttuffen sowie einige kleine Stratovulkane (Dachberg) die von Süden gegen Norden gerichtete Kette der Rhön, deren geologische Fortsetzung sich in Gestalt einzelner Basaltkuppen und -gänge bis in die Nähe von Eisenach (Stoffelskuppe, Pflasterkaute) erstreckt und somit an den südlichen Fuß des

Thüringer Waldes anschließt. Diesen entlang ziehen sich isolierte Basaltkegel (Dolmar, Gleichberge) und Phonolithkuppen (Heldburg) hin, setzen über das Fichtelgebirge und Erzgebirge (Oberwiesenthaler Eruptivstock) und durch die sächsisch-böhmische Schweiz (Gr. Winterberg, Rosenberg) fort und stellen die Verknüpfung mit dem großen vulkanischen Gebiete des nördlichen Böhmens her.

8. Das nördliche Böhmen. In der Gegend von Eger mit dem Schlackenberge des Kammerbühl beginnend, nehmen Ergüsse von Basalten und Phonolithen namentlich in der Gegend östlich von Karlsbad einen ansehnlichen Flächenraum ein. Viel mannigfaltiger noch sind die vulkanischen Erscheinungen, die sich im böhmischen Mittelgebirge und zwar während des Oberoligocäns abgespielt haben. Es sind vor allen Feldspat-, Nephelin- und Leucitbasalte, Tephrite und Basanite, ferner Phonolithe, local auch Dolerite und Trachyte, begleitet von mannigfaltigen Tuffen, welche am Aufbau dieses Vulkangebirges teilnehmen, die obere Kreide- und untere Braunkohlenformation des böhmischen Beckens durchbrochen, stock- oder gangförmig durchsetzt, dadurch (z. B. am Rongstock, s. S. 299) zu interessanten Contacterscheinungen Veranlassung gegeben und sich zu imposanten glockenförmigen Domen (Milleschauer, Kletschenberg, Wostray, Bösig) aufgetürmt oder decken- und stromartig auf Tuffen und dem mitteloligocänen Sandstein ausgebreitet haben. Die letzten Äußerungen vulkanischer Thätigkeit machen sich als Thermen (Teplitz, Karlsbad), Mineralquellen und Säuerlinge (Bilin, Krondorf, Gieshübel, Franzensbad) geltend.

9. Durch die Lausitz (Lausche, Hochwald, Kottmar, Löbauer Berg, Landeskronen) setzen tertiäre Eruptivgesteine über das Riesengebirge (Basaltgänge in den Schnee gruben) bis nach Schlesien hinein, wo sie die vereinzelt Basaltkuppen von Goldberg, Liegnitz, Schweidnitz und Oppeln bilden. Eine Verbindung zwischen der mitteldeutschen vulkanischen Zone und den vulkanischen Gebieten südlich von den Karpathen wird durch zahllose, das Neocom und Eocän der Nordkarpathen durchsetzende Teschenitdurchbrüche vermittelt.

Außerhalb der mitteldeutschen vulkanischen Zone liegen im südlichen Deutschland zerstreut: die Nephelindolerite und -basalte des Katzenbuckels im Odenwald, zahlreiche Basalte zwischen diesem und dem Vogelsberg (im Süden Nephelin-, nördlich Feldspatbasalte), die Sanidin-Oligoklas-Trachyte, Basalte und Phonolithe des Breisgaues, welche beide letztere verbunden mit Tuffen und Bombenagglomeraten im Kaiserstuhl als isoliertes Vulkangebirge mitten aus der Niederung zwischen Schwarzwald und Vogesen hervortreten, die Melilithbasalte und Phonolithe (Hohentwiel, Staufen und Hohenkrähen) im Tertiär des Hegaus, begleitet von Conglomeraten und Tuffen, letztere mit miocänen Pflanzenresten.

Der schwäbischen Alb gehört das Ries bei Nördlingen an, ein Einbruchskessel bedeckt von Bomben und Tuffen, — ferner das vulkanische Gebiet von Urach (s. S. 136), in dem sich mehr als 120 Maare oder deren vorwiegend von Tuffbreccien ausgefüllte Explosionscanäle concentrieren, welche letztere am Rande und im Vorlande der Alb bis zu 800 m Tiefe durch Denudation bloßgelegt sind. Der größte der einigermaßen erhaltenen Maarkessel, derjenige von Randeck, besitzt gegen 1000 m Durchmesser.

10. Als vulkanische Gebiete Ungarns und Siebenbürgens sind namentlich die Gebirgsstöcke und -züge von Schemnitz-Kremnitz, von Eperies-Tokay, der Matra und des siebenbürgischen Erzgebirges zu nennen. Sie zeichnen sich durch die große Mannigfaltigkeit ihrer trachytischen und andesitischen Gesteine aus, von denen Propylite, Trachyte, Andesite und Quarztrachyte auftreten. An die Abfälle und Flanken der von denselben gebildeten Berge lehnen sich Hügel von Lipariten an, welche wiederum von Perlit- und Obsidianströmen und -decken begleitet werden. Trachyt- und Bimssteintuffe und -conglomerate umlagern dieselben und breiten sich in der Ebene aus, wo sie Abdrücke von oligocänen Pflanzen, ferner Holzopal, sowie Braunkohlenflötze umschließen. In den Trachyten Siebenbürgens setzen gold- und tellurführende Gänge auf, so bei Nagyag und Offenbanya. Die Angehörigen dieser trachytischen Gesteinsgruppe haben in Ungarn und Siebenbürgen die horizontal liegenden Schichten des Oligocäns durchbrochen und werden selbst wieder von Basalten durchsetzt, welche zwar sehr zahlreiche, aber räumlich beschränkte Durchbrüche bilden.

An dieser Stelle kann nur angedeutet werden, dass die vulkanischen Gebiete von Centralfrankreich (Auvergne, Velay, Vivarais), die erloschenen Vulkane Cataloniens ebenfalls jungtertiären Alters sind und dass der Beginn der vulkanischen Erscheinungen der apenninischen Halbinsel, Siciliens und Griechenlands in die tertiäre Zeit fällt. Derselben Periode gehören die Eruptionen an, aus welchen die nordische vulkanische Zone hervorging, die sich von Grönland aus über Island, die Faer-Öer und Shetlands-Inseln bis nach Schottland, den Hebriden und Irland sowie nach Schonen erstreckt. Körnige Basalte, also Anamesite und Dolerite, walten hier vor, sind von Andesiten und Lipariten, von Tuffen und Conglomeraten begleitet, bilden gewaltige, jetzt freilich bereits wieder stark denudierte und zerschnittene Vulkane, sowie mächtige Systeme von über einander liegenden Decken, zeichnen sich fast überall durch ihre prachtvolle säulenförmige Absonderung aus und überlagern an vielen Stellen horizontal gelagerte miocäne Braunkohlen und überhaupt Neogenschichten.

Die in ihrer Ausdehnung ohne ihres Gleichen dastehende Zone von zum großen Teile jetzt noch thätigen Vulkanen, welche sich gürtelförmig rings um den stillen Ocean zieht, besteht neben den neuesten Producten

vulkanischer Thätigkeit aus den mannigfaltigsten trachytischen, andesitischen und basaltischen Gebilden, deren Eruption in die Tertiärzeit hinein reicht.

D a s Q u a r t ä r.

a. Diluvium oder Postpliocän; b. Alluvium.

Das Diluvium.

Während der älteren Zeitabschnitte der Diluvialperiode war der größte Teil Europas und Nordamerikas von Inlandeis und Gletschern bedeckt*). Auf dem erstgenannten Continente lassen sich vier größere Vergletscherungscentren feststellen, von denen gewaltige Eisdecken und Gletscherströme allseitig ausgingen und große Ländergebiete überzogen, und zwar (vergl. das Kärtchen Fig. 589):

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glacialgebiete;
2. die Hochlande und Gebirge Britanniens mit dem westeuropäischen oder britischen Glacialgebiet;
3. die Alpen mit dem südeuropäischen oder alpinen Glacialgebiete;
4. der nördliche Ural und das Timangebirge mit dem uralo-timanischen Glacialgebiete.

Um diese Hauptglacialgebiete scharen sich zahlreiche kleinere Gletscherherde.

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glacialgebiete**).

In der Periode intensivster Vergletscherung breitete sich von den centralen Partien Schwedens und Norwegens aus eine zusammenhängende, in

*) Jam. Geikie. The great Ice-Age. 2 ed. London 1894. — Ders. Glacial Succession in Europe. Transact. R. Soc. Edinburgh. XXXVII. Nr. 9. 1892. S. 127. — Ders. Classification of European Glacial-deposits. Journ. of geol. III. S. 244. Chicago 1895.

** O. Torell. Undersökningar öfver Istiden. Öfversigt af K. Vetensk. Akad. Forhandl. Stockholm 1872. Nr. 10; 1873. Nr. 4. Außerdem zahlreiche Abhandlungen von Blytt, A. und E. Erdmann, de Geer, Gumälius, Helland, Holmström, Högbom, Holst, Lindström, Munthe, Nathorst, Stolpe, Törnebohm u. A. sowie die Publicationen der Geologischen Landesuntersuchung von Schweden.

W. Dames. Die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene. Samml. gemeinverst. wiss. Votr. Berlin. 1886. — F. Wahnschaffe. Die Ursachen der Oberflächen-gestaltung des norddeut. Flachlandes. Stuttgart 1894. — F. Roemer. Lethaea erratica. Pal. Abh. II. Heft 3. Berlin 1885. Außerdem zahlreiche Publicationen von Berendt, Calker, Credner, Dalmer, Dames, Dathe, Eck, v. Fritsch, E. Geinitz, Gottsche, Helland, Herrmann, Jackel, Jentzsch, Keilhack, Klockmann, Martin, Nehring, Orth, Penck, Remelé, F. Römer, Sauer, Schröder, Wahnschaffe, Weber, Werth, Zeise, — namentlich in d. Z. d. D. geol. Ges. u. dem Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanstalt, ferner in den Erläuterungen zu den Flach- und Hügellandsectionen der k. preuß. und k. sächs. geolog. Spezialkarten.

allseitig radiärer Bewegung befindliche Decke von Inlandeis über fast die ganze nördliche Hälfte von Europa aus und nahm während dieser ihrer größten Ausdehnung einen Flächenraum von mehr als 6 Millionen qkm ein. Über Finnmarken und die Halbinsel Kola floss das Eis nach N und NO in die arktische See, vom westlichen Norwegen aus in westlicher und nordwestlicher Richtung in den atlantischen Ocean, weiter im SW bis über die Orkneys und Shetlands hinaus; die vom südöstlichen Norwegen nach SW strömenden Massen füllten die Nordsee aus, bedeckten Dänemark und Holland und erreichten die heutige Mündung der Themse und des Rheines;

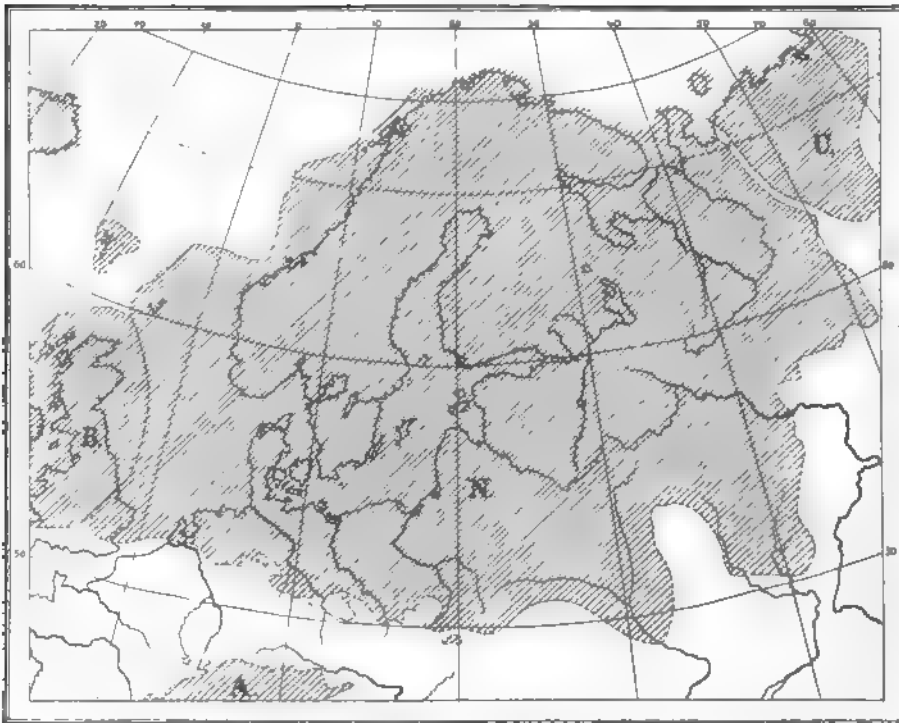


Fig. 589. Europa während der Haupteiszeit.

N = Nordeuropäisches, — B = Britisches, — A = Alpines, — U = Uralo-Timanisches Glacialgebiet.

vom mittleren Schweden drang das Eis nach Süden zu über Schonen, die Ostsee und das mittlere Norddeutschland bis an den Harz, das Erzgebirge und die Sudeten vor; von den nordöstlichen Strichen Schwedens breitete sich die Eisdecke nach SO und O über den Bottnischen Meerbusen, Finnland, die östlichen Striche der norddeutschen Ebene, über Polen, Galizien und den größten Teil des europäischen Russlands aus. Der südliche Rand dieser gewaltigen Fläche von Inlandeis (vergl. Fig. 589) verlief zu dieser Zeit etwa von der Mündung der Themse über diejenige des Rheines durch

Westfalen und das südliche Hannover bis zum Nordabhange des Harzes, schlang sich um letzteren in südwestlicher Richtung nach Thüringen hinein und bildete hier eine tiefe bis Saalfeld reichende Ausbuchtung. Von dort aus wendete er sich quer durch Sachsen, südlich von Zwickau, Chemnitz, Dresden und Zittau vorbei, die nordöstliche Flanke der Sudeten entlang über Landshut und Glatz, durch Polen und Galizien über Lemberg südlich von Kiew vorbei über Poltawa bis fast an die Wolga. Dann zog er sich nach N zwischen Kasan und Nischnei-Nowgorod hindurch, bis er das Eismeer ungefähr an der Tschesskaja-Bai erreichte. Am Harz, in Sachsen und in Schlesien erreicht diese Schmelzlinie des einstigen Inlandeises Meereshöhen von 400—500 m. Alle diejenigen Teile Europas, welche nördlich dieses Bogens liegen, waren während der Haupteiszeit von Inlandeis bedeckt, das seinen Ausgangspunkt in Skandinavien hatte, und tragen noch heute die Hinterlassenschaften dieser Eisbedeckung. Die Mächtigkeit dieser letzteren muss eine sehr beträchtliche gewesen sein und in den centralen Partien Norwegens und Schwedens mindestens 1700 m betragen, nach der oben verfolgten Schmelzlinie zu aber ganz allmählich abgenommen haben.

In einem älteren, sowie in einem späteren Abschnitte der Glacialperiode, während deren das Eis seine oben angegebene weiteste Verbreitung noch nicht oder nicht mehr erreichte, ist seine Bewegung anderen Richtungen gefolgt. Namentlich machte sich zu jenen Zeiten eine Strömung von Finnland über Estland und Livland geltend, welche sich von da aus nach W und dann nach NW umbog, über Schonen und das nördlichste Deutschland verlief und die Bahnen der zwischen beiden erfolgten Hauptvereisung rechtwinkelig kreuzte.

Aus der an verschiedenen Punkten des nordeuropäischen Glacialgebietes beobachteten Wechsellagerung mehrerer nordischer Grundmoränen mit Kiesen und Sanden, diese mit Skeletteilen von Säugetieren, Meeres- und Süßwasserconchylien, sowie mit Pflanzenresten, lässt sich auf sehr beträchtliche Oscillationen des Inlandeises, und zwar auf eine dreimalige Vergletscherung des nördlichen Europas und auf zwei sie trennende Inter-glacialperioden schließen. Von diesen 3 Vereisungen haben sich jedoch wesentlich nur die zweite und dritte bis auf norddeutschen Boden erstreckt und auch von diesen erreicht die letzte bei weitem nicht die Ausdehnung der zweiten (für Norddeutschland ersten), auf dem Kärtchen Fig. 589 zur Darstellung gebrachten Eisüberflutung. Die südliche Randzone des norddeutschen Diluviums besteht deshalb ausschließlich aus den Producten der zweiten oder Haupteiszeit.

Die Spuren und Ablagerungen, welche das skandinavische Inlandeis auf dem zur Glacialzeit von ihm bedeckten Areale, also auf dem alten Gletscherboden zurückgelassen hat (vergl. S. 257 u. f.), sind die folgenden:

Frictionerscheinungen. In Skandinavien hält es schwer, Stellen nachzuweisen, welche von der scheuernden und glättenden Wirkung des Eises unberührt geblieben wären, vielmehr ist die Oberfläche von Norwegen und Schweden, dort wo sie aus festem Fels besteht, an unzähligen Punkten z. T. spiegelglatt geschliffen, rundhöckerig umgestaltet und von Schrammen und Furchen, sowie von feinen Ritzlinien bedeckt, wie sie nur durch die Bewegung von Gletschermassen und mit diesen der Grundmoräne hervor-gebracht werden können (s. Fig. 89 u. 90, S. 256). Da diese ganz allgemein über Skandinavien verbreiteten Gletscherschrammen und -ritzen nicht nur gesetzmäßige Richtungen innehalten, sondern sich auch nur über die eine (Stoß-)Seite der Hügel und Felskuppen hinwegziehen, während sie auf dem entgegengesetzten, rauh gebliebenen Abhange (Leeseite) fehlen, so ließ sich hier mit Sicherheit constatieren, dass die sie verursachenden Eisströme von mehreren, im Inneren Skandinaviens gelegenen Hauptcentren radial ausgingen und in ihrer Gesamtheit eine allgemeine Eisdecke bildeten, welche sich, wenn auch local in ihrer Richtung beeinflusst durch tiefe Thaleinsenkungen oder beträchtliche Bodenerhebungen, doch im allgemeinen allseitig nach außen bewegte. Im südlichen Schonen, auf Bornholm und Seeland wurden jedoch auch Systeme von Schrammen beobachtet, welche eine nordwestliche Richtung innehalten und, wie bereits oben bemerkt, von einer ältesten und von einer auf die Hauptvereisung folgenden dritten Eisströmung herrühren.

In den zwischen dem bottnischen und finnischen Meerbusen gelegenen Teilen Finnlands sowie auf den Alandsinseln, ebenso in Estland, Livland und Kurland nebst Dagö und Ösel besitzen die vielerorts die Feloberfläche überziehenden Schrammen gleichbleibend einen südsüdöstlichen bis südlichen Verlauf, zeigen also auf das nördliche Schweden als Ausgangspunkt der dortigen Vergletscherung zurück. Außerdem aber machen sich auch schon hier jene oben erwähnten jüngeren, und zwar nach SSW verlaufenden Schrammen bemerklich, welche auf Gotland zu noch viel deutlicherem Ausdruck gelangen, so dass sich hier allgemein 2 Schrammungsrichtungen beobachten lassen, eine südöstliche, dem Radialsysteme der Hauptinvasion, und eine südwestliche, der baltischen Strömung angehörige. Letztere biegt sich dann um das Südende Schwedens und nimmt hier, wie erwähnt, schließlich eine westliche bis nordwestliche Richtung an.

In dem norddeutschen Glacialgebiete treten Felsgesteine, auf welchen sich derartige Frictionerscheinungen bethätigt haben und von der Verwitterung verschont geblieben sind, nur sporadisch, als isolierte Durchragungen des Schwemmlandes auf. Rundhöcker, Schliffflächen, Schrammen und Ritzlinien, die von dem nordischen Inlandeis herrühren, sind bisher beobachtet worden: auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Richtung nach SSO, gekreuzt von jüngeren nach W verlaufenden Ritzen); auf dem Bone-

bedsandstein von Velpke und Dannorf zwischen Magdeburg und Braunschweig (NNO—SSW; jüngeres System O—W); bei Gommern südöstl. von Magdeburg (N—S); auf der Grauwacke von Magdeburg, auf dem carbonischen Sandstein bei Osnabrück (NNO—SSW); auf den Septarien des Oligocäns bei Joachimsthal am Werbelliner See (NNO—SSW); auf dem Jurakalk bei Inowrazlaw (NW—SO), auf den Porphyren des Galgenberges bei Halle, bei Landsberg (N—S), bei Taucha, bei Brandis (NNW—SSO), bei Collmen (WNW—OSO), bei Wildschütz (WNW—OSO, gekreuzt von ONO—WSW) und bei Oschatz (NNO—SSW); auf dem Granit von Lommatzsch (N—S); auf der Grauwacke von Ponikau und dem Granit von Bischofswerda und Löbau (NNO—SSW), auf dem Granit des Rummelsberges in Schlesien (N—S), auf dem Basalt von Jauer (NW—SO).

Die Grundmoräne. Da das Inlandeis die skandinavisch-nordeuropäischen Landstriche zur Zeit seiner größten Ausdehnung in Gestalt einer zusammenhängenden Decke überzog, war damals keine Gelegenheit zur Bildung von Oberflächenmoränen geboten. Dahingegen hat die unter dem Eise, zwischen diesem und dem Gletscherboden, durch Zerstückelung, Zermalmung und Zerreißung losgetrennter Teile dieses letzteren gebildete Grundmoräne eine allgemeine Verbreitung über das ganze Glacialareal erhalten. Diese Grundmoräne des nordischen Inlandeises der Diluvialzeit wird in Schweden als Botten- oder Krosstensgrus und Krosstens- oder Jökellera, in Dänemark als Rollstenslera, in Deutschland als Blocklehm, Geschiebelehm oder Geschiebemergel bezeichnet. Die allgemeine petrographische, namentlich die structurelle Beschaffenheit dieses Geschiebelehmes ist in seinem ganzen Verbreitungsgebiete von Estland und Galizien bis Holland und Dänemark, von Schonen bis an den Fuß des Erzgebirges durchweg die nämliche. Überall ist er ein sich rauh und kratzig anführender Lehm, an der Oberfläche gelbbraun und sandig, in der Tiefe grau bis schwärzlich, thonig und kalkhaltig (bis über 42 Procent), angefüllt von Mineralkörnern und -splintern, sowie von ordnungslos und wirr verteilten nordischen Geschieben. Er ist das Zermalmungsproduct der verschiedenartigsten Gesteine von ausnahmslos nordischer oder nördlicher Herkunft. Die charakteristischsten und verbreitetsten dieser Geschiebe sind in Deutschland: Feuersteine, Schreibkreide, Dogger, versteinerungsreiche cambrische und silurische Gesteine, Dalaquarzite, zahlreiche Varietäten von Gneiß, Hälleflinta, Amphibolite, buntfarbige Granite, Syenite, Rappakiwi, rote Porphyre, Diabase, Diorite, Rhombenporphyre, schonische Basalte u. a. Sie haben ihre Heimat sämtlich in Schweden und Norwegen, den baltischen Provinzen und dem Gebiete der Ostsee. Zu ihnen gesellen sich nach Süden zu Geschiebe, welche deutschem Boden entstammen, in die nordische Grundmoräne des sich über letzteren ziehenden Eises aufgenommen und mit ihr in ungefähr südlicher Richtung weiter transportiert worden sind.

Die Geschiebe dieser Grundmoräne werden, sobald sie beträchtlichere Dimensionen erreichen, erratische Blöcke, nordische Geschiebe oder Findlinge genannt. Dieselben sind teils im Geschiebelehm eingeschlossen, teils liegen sie auf seiner Oberfläche zerstreut, zuweilen dicht angehäuft. Sie besitzen sehr gewöhnlich 1—2 m, nicht selten bis 3 m Durchmesser, doch sind auch Blöcke von 5—10, noch vereinzelter solche von 12—15 m Länge bekannt.

Sehr gewöhnliche und charakteristische Erscheinungen sind Schliffflächen, Schrammen- und Ritzensysteme auf den Geschieben (vergl. S. 255, Fig. 87), wodurch sich diese als Scheuersteine kundgeben und den Geschiebelehm, der sie birgt, als Grundmoräne kennzeichnen.

Während sich, wie gesagt, die Structur und der allgemeine petrographische Habitus der letzteren überall ziemlich gleich bleibt, ist die Beschaffenheit der in ihr enthaltenen Geschiebe eine verschiedene je nach der geologischen Zusammensetzung derjenigen Gebiete, in welchen die einzelnen von Skandinavien ausstrahlenden Gletscherströmungen ihre Heimat hatten, oder welche sie auf ihrem Wege überschritten haben. So bestehen die nordischen Geschiebe der Hauptvergletscherung an der südöstlichen Küste Englands z. T. aus Zirkonsyenit und Rhombenporphyr der Gegend von Christiania, — im Königreich Sachsen ausschließlich aus Gesteinen aus dem mittleren Schweden, Schonen, Bornholm, Gotland und dem baltischen Kreidegebiet, — im südlichen Russland bei Kiew aus Rappakiwis und Silurkalken von Finnland und Estland, haben also nach England einen südwestlichen, nach Sachsen einen südlichen, nach Kiew einen südöstlichen Transport erlitten.

Während an diesen äußeren Grenzen des skandinavischen Glacialareales die radiäre Transportrichtung sich rein und klar zu erkennen giebt, macht sich in den zwischen Schweden und Finnland einerseits und der eben erwähnten südlichen Randzone des älteren Vergletscherungsgebietes anderseits gelegenen Landstrichen in Übereinstimmung mit der Richtung des baltischen Schrammensystemes (S. 715) ein anfänglich südwestlicher, dann rein westlicher, ja nordwestlicher Transport und zwar namentlich in der Verbreitung estländischer Silurgesteine und -fossilien sowie charakteristischer alander Gesteinsarten bemerklich. Derselbe dürfte von einem älteren und einem jüngeren baltischen Eisstrome herrühren, welche die Hauptvereisung einleiteten und sie abschlossen (S. 714).

Als Drumlins bezeichnet man elliptische, schildförmig gewölbte Anhäufungen von Geschiebemergel, welche unter dem Eise accumuliert wurden.

Die Mächtigkeit des gesamten Diluviums erreicht in Schonen und Norddeutschland local 150, ja über 200 m.

Localfacies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes des letzteren. Auf ihrem Wege ergänzt sich die Grundmoräne stetig durch

Aufnahme neuen Gesteinsmaterialies aus dem Gletscherboden. Am auffälligsten ist dies z. B. dort, wo das Inlandeis und mit ihm die Grundmoräne das baltische Kreideareal erreichte und überschritt. Von hier aus erscheint der Geschiebelehm gespickt mit bis dahin fehlenden Feuersteinen und Kreidebrocken, beim Überschreiten des Rotliegenden färbt er sich rot, auf dem Porphyrterrain Sachsens füllt er sich mit Porphyrfragmenten, auf dem Muschelkalk und Jura mit versteinierungsführendem triadischen und jurassischen Materiale, ebenso wie er sich Süßwasser- und marine Conchylien dort einverleibt, wo er Wasserbecken oder jüngere lockere Schlamm- und Sandablagerungen überschreitet. Der Geschiebelehm erhält dadurch an solchen Stellen eine von der Zusammensetzung des Untergrundes bedingte Localfacies.

Die Aufnahme neuer Gesteinsfragmente in die Grundmoräne ist besonders auffällig dort, wo das Ausgehende spröder Schichten oder massiger Gesteine durch das darüber ziehende Eis und dessen Grundmoräne zertrümmert, zu einem chaotischen Haufwerke von eckigen Bruchstücken umgewandelt und mit mehr oder weniger reichlichem Geschiebelehm verknetet ist (Krosstensgrus). Von solchen Punkten aus verbreiten sich dann die frisch aufgenommenen Gesteinsfragmente schweifartig in der Richtung der Eisbewegung, nehmen durch gegenseitige Reibung abgerundete oder kantenbestoßene Gestalt an und werden z. T. nebst ihren organischen Einschlüssen angeschliffen und geschrammt.

Auf einem Untergrunde von lockerem, klastischem oder nachgiebigem Materiale (z. B. Kreide, Braunkohle; Thon, Sand, Kies des Oligocäns und Diluviums) äußerte sich der Eisschub in der Form von Stauchungen, Zusammenschiebungen, Überkippungen und Zerreißen der oberflächlichen Schichten (s. S. 257), die dann oft schweifartig in den Geschiebelehm hineingezogen werden. Derartige Druckerscheinungen sind überall in der norddeutschen Ebene, ebenso wie in Schonen und Finnland, allgemein verbreitet. An anderen Stellen, wo das Material weniger biegsam ist, können dessen Bänke in große Stücke gebrochen und verschoben und zwischen diese gangförmige Massen des Geschiebelehms eingepresst werden. So sind z. B. die Kreidefelsen von Moen zusammengeschobene Riesenschollen, die von bis zu 400 m langen Injectionen des Geschiebelehms durchsetzt werden.

Riesentöpfe und Sölle. Nicht selten sind auf alten Gletscherböden, z. B. der Alpen, Riesentöpfe anzutreffen, wo sie durch rasch dahin schießende, strudelnde Schmelzwasser mit Hilfe härterer Gerölle eingebohrt wurden. Gleiches wiederholt sich auf dem nordeuropäischen Glacialgebiete in Schweden, in Norwegen (vergl. S. 234, Fig. 73), ferner auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf und Oberschlesien, auf dem Gypse von Wapno, auf der Kreide von Lägerdorf i. Holst., im diluvialen Süßwasserkalk von

Ülzen u. a. O. Eine verwandte Erscheinung sind die auf Rügen und im Gebiete des baltischen Höhenrückens allgemein verbreiteten Sölle. Es sind dies kreisrunde, trichter-, kessel- oder schüsselförmige, oft mit Wasser oder Torf ausgefüllte Strudellöcher im Geschiebelehm. Auf ähnliche Vorgänge (Ausstrudelung durch Schmelzwässer) wird von E. Geinitz die Entstehung vieler Seebecken im Gebiete des norddeutschen Diluviums zurückgeführt (Evorsionsseen).

Geschichtetes Glacial- und Interglacialdiluvium. Dessen organische Reste. Neben dem Geschiebelehm oder Geschiebemergel als der eigentlichen Grundmoräne besteht das nordeuropäische Diluvium auch noch aus geschichteten, also mit Hilfe des Wassers und zwar namentlich der Schmelzwasser zustande gekommenen, also dann fluvio-glacialen Ablagerungen, den Diluvialkiesen, -sanden und -thonen, in welchen man als den Auswaschungs- und Schlammproducten des Geschiebelehms die nach ihrer Schwere und Korngröße separierten und getrennt abgelagerten Bestandteile der Grundmoräne wieder erkennt. Die Diluvialsande bestehen demnach vorzugsweise aus Körnchen von Quarz, Feldspat und Amphibol, nebst Blättchen von Glimmer und Partikeln von Eisenerzen und werden, wenn sie besonders glimmer- oder feldspatreich sind, als Glimmer- oder als Spatsande, bei größter Feinheit des Kornes als Schlepp, bei reichlicher Führung von cretacäischen Bryozoën als »Korallensand« bezeichnet. Diluvialgrand nennt man ein Gemisch von sandigem und grobkiesigem nordischem Materiale. Der meist außerordentlich regelmäßig und zart geschichtete und dann lagenweise verschieden gefärbte Diluvialthon, Glindower Thon oder Bänderthon, ist aus dem Absatze der allerfeinsten Ausschlümmungsproducte, also der thonigen, kalkigen und mehligen Theilen des Geschiebemergels hervorgegangen.

Diese geschichteten Ablagerungen, die sich gegenseitig, sowie als fluvio-glaciale Gebilde auch die Geschiebelehme stellvertreten und sich außerdem als interglaciales Diluvium zwischen den oberen und unteren Geschiebelehm einschalten können, nehmen an der Zusammensetzung des nordischen Diluviums von Schonen bis nach der südlichen Randzone des letzteren einen wesentlichen, sogar meist vorwiegenden Anteil; namentlich pflegen sie die unterste Stufe der Glacialformation in z. T. außerordentlicher Mächtigkeit aufzubauen. Charakteristisch ist für viele hierher gehörige Sande und Kiese ihre Linsen- und discordante Parallelstructur.

Local führen die Kiese, Sande und Thone des Interglacialdiluviums **organische Reste**, und zwar:

1. Marine Mollusken

a) von arktischem Habitus: *Cyprina islandica*, *Yoldia arctica*, *Tellina calcarea* und *Astarte borealis* in Westpreußen (Yoldien- und

Cyprinenthone); *Cyprina islandica* in Schleswig-Holstein und Dänemark (Cyprinenthone). Im unteren Diluvialthon und -sand.

b) von Nordseehabitus: *Ostrea edulis*, *Tellina solidula*, *Corbula gibba*, *Macra subtruncata*, *Cardium edule*, *Cerithium lima*, *Scalaria communis*, *Buccinum reticulatum*. Hierher gehören die Vorkommnisse auf Rügen, in Ost- und Westpreußen, bei Schwaan in Mecklenburg, ferner in Holstein und an der Unterelbe, so die *Mytilus*-Bänke von Tarbeck, die *Ostrea*-Bänke von Blankenese, Fahrenkrug, Tarbeck und Stade. In interglacialen Thonen und Sanden.

2. Süßwassermollusken besitzen eine weit ausgedehntere Verbreitung im geschichteten nordischen Diluvium, wo sie von Schonen, Rügen, von der Unterelbe, der Umgegend von Berlin, Potsdam, Rathenow, Sperenberg, Rüdersdorf, Fürstenwalde, Magdeburg, Westeregeln, Latdorf, Halle, vom Fläming, aus Hinterpommern, Westpreußen u. a. O. bekannt geworden und zuweilen schichtenweise in ungeheurer Menge angehäuft gefunden worden sind. Dies gilt namentlich von *Paludina diluviana* und *Valvata piscinalis* im Liegenden des unteren Geschiebemergels namentlich der Mark. Außer ihnen sind zu erwähnen: *Bithynia tentaculata*, *Limnaeus stagnalis*, *Planorbis spirorbis*, *Pisidium amnicum*, *Cyclas cornea*, *Anodonta cygnea*, *Unio* u. a. Aus dem Diluvium von Halle und Bromberg ist *Cyrena fluminalis* bekannt geworden. Die Brackwasserform *Dreissensia polymorpha* ist in Ost- und Westpreußen häufig.

3. Säugetiere: *Elephas antiquus*, *E. primigenius*, *Rhinoceros Mercki* und *tichorhinus*, *Bos primigenius*, *Ovibos fossilis*, *Rangifer groenlandicus*, *Megaceros euryceros* und *Ruffii*, *Cervus dama*, *Cerv. alces*, *Cerv. tarandus*, *Ursus*, *Equus* u. a.

4. Pflanzen: In Glacialthonen Schonens, ebenso in Westpreußen, Holstein, Mecklenburg und Sachsen, wies Nathorst Reste einer arktischen Flora, nämlich *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix polaris* nach. Diatomeenlager sind z. B. in Ost- und Westpreußen, in der Lüneburger Haide, bei Wend. Wehningen i. Meckl., bei Dessau, Torflager interglacialen Alters mit Fichte, Kiefer, Birke, Erle, Weide, Hainbuche, Hasel, Linde und Stechpalme, ferner mit Samen und Früchten von *Brasenia* (*Cratopleura*) und *Folliculites* (*Stratiotes*) sind z. B. von Klinge bei Kottbus bekannt.

Da die oberen Partien der Sande und Kiese oft von der sich unter großem Drucke über sie hin bewegenden Grundmoräne aufgearbeitet und aufgenommen worden sind, so gelangten häufig auch die organischen Reste der ersteren und zwar namentlich Conchylien (besonders *Paludina diluviana*) in den Geschiebelehm, in welchem sie demnach die Rolle von Geschieben spielen, oft zerstückelt und zuweilen geschrammt sind.

Glaciale Rückzugsgebilde. Beim Abschmelzen des Inlandeises gelangten auf der Grundmoräne oder an deren Stelle geschiebeführende nordische

Sande und Grande, Gerölle, Blockanhäufungen und Moränenschutt als letzte Gebilde der jedesmaligen Vergletscherung zum Absatze. Von ihnen besitzt die allgemeinste Verbreitung der Geschiebedecksand (Geschiebesand, Decksand, Rullstenssand). Es ist dies ein schüttiger Sand und Grand mit größeren und kleineren Geschieben nordischer Herkunft, z. T. von pyramidalen Gestalt (Kantengeschiebe, Facettengerölle, Dreikanter, siehe S. 265). Derselbe bildet ausgedehnte Decken auf den Hochflächen von Schonen, Dänemark, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Pommern und den benachbarten Strichen Norddeutschlands sowie des uralisch-baltischen Höhenzuges. Nicht immer als gleichmäßige Decke entwickelt, formt er oft langgestreckte Züge von maulwurfshaufenähnlichen Hügeln, welche mit erratischen Blöcken überstreut und zwischen welchen abflusslose Weiher, Tümpel und Moorflächen eingesenkt sind, so dass typische Moränenlandschaften entstehen (Ostpreußen, Pommern, Mecklenburg, Sachsen).

Ein Zug echter, einem längeren Stillstande des sich von Süden her zurückziehenden Eisrandes ihren Ursprung verdankender End- oder Stirnmoränen erstreckt sich entlang dem ganzen mecklenburg-pommerschen, an Seen so reichen Höhenzuge in einem gewaltigen nach N offenen Bogen von Schleswig aus durch Holstein, Mecklenburg, die Uckermark, Neumark und Hinterpommern bis jenseits der Weichsel (Fig. 590 M).

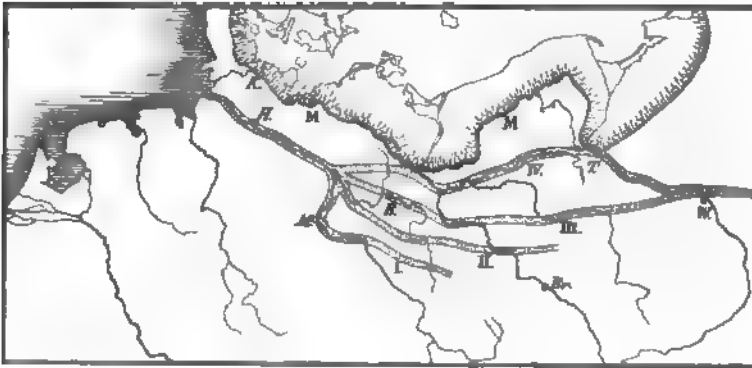


Fig. 590. Der Eisrand des dritten skandinavischen Inlandeises bei einer Unterbrechung seines Rückzuges, — die während dieses Stillstandes abgelagerte baltische Endmoräne und die einseitlichen Hauptströme Norddeutschlands. Nach *Berendt, Kreibitz u. Wahnacke*. M = Baltische Endmoräne. I–IV = einseitliche Hauptströme: I = von Görlitz-Wittenberg; — II = von Baruth; — III = von Warschau-Berlin; — IV = von Thorn-Eberwalde.

Sie bestehen aus einem vielfach ein- und ausgebuchteten Gürtel von kuppen- oder rückenförmigen Hügeln, die aus Diluvialsand und Geschiebelehm zusammengesetzt sind und oft für lange Erstreckung in fortlaufende Geschiebewälle, in Steinpackungen und Blockhügel von 10 bis 12 m Höhe

übergehen, oder solche tragen oder aber strichweise mit nordischen Geschieben dicht bestreut sind. Auf der convexen, inneren Seite des von ihnen umschriebenen Bogens pflegt Geschiebemergel (also Grundmoräne) die Oberfläche zu bilden, während sich nach außen weite Sandflächen anlehnen, welche den Schmelzwassern des Eisrandes ihren Ursprung verdanken (Berendt, Keilhack, Wahnschaffe, E. Geinitz).

Noch leichter zu überblicken sind die End- und Seitenmoränen im mittleren Schweden und in Norwegen, wo sich das schmelzende Inlandeis bereits in eine Anzahl Einzelgletscher aufgelöst hatte, welche den größeren Thaleinsenkungen folgten und bei ihrem schließlichen Rückzuge an deren Abhängen Seitenmoränen, sowie die Täler durchquerende Endmoränen zurückließen. Namentlich in Norwegen (z. B. am Kristiania-Fjord und den zugehörigen Thälern) und zwischen Wener- und Wetteren-See finden sich vollständige Systeme solcher sich mehrfach hintereinander wiederholender Endmoränen, welche nicht selten die Täler absperren und zur Aufstauung von Seen Veranlassung gegeben haben.

Zu der Gruppe der der Grundmoräne aufgelagerten Glacialgebilde gehören auch die schwedischen Åsar. Es sind dies steile, bis zu 50, ja 60 m hohe, wallartige Rücken fluvioglacialen Ursprunges, welche sich quer zum Verlaufe der Endmoränen, also in der Richtung der Eisströmung, meilenweit (das Upsala-Ås in mehr als 27 geogr. Meilen Länge) vom Meerespiegel oder von der allgemeinen Geschiebesanddecke Nordschonens aus ununterbrochen bis in das mittlere Schweden bis zu 360 m Meereshöhe verfolgen lassen, ziemlich parallel zu einander das Land durchziehen, sich zuweilen gabeln und in ihrem Verlaufe eine gewisse Ähnlichkeit mit Flusssystemen besitzen. Sie bestehen der Hauptsache nach aus Grand, Sand und wohlgerundeten Geröllen (Rullstensgrus), an welche sich beiderseits marine Schichten anlagern. Analoge Gebilde sind auch innerhalb des norddeutschen Glacialgebietes, so in Pommern, Posen und Oldenburg bekannt.

Die Stromsysteme Norddeutschlands während der Glacialzeit. Die Schmelzwasser des sich zurückziehenden Inlandeises flossen teils unter letzterem ab, hauptsächlich aber schnitten sie sich außerhalb des Eisrandes breite Täler ein, welchen unsere heutigen Hauptströme jetzt nur noch streckenweise folgen. Diese alten Täler hielten eine parallel dem jeweiligen Gletscherrande verlaufende, anfänglich ungefähr ost-westliche Richtung inne und führten die von N zufließenden Schmelzwasser, vermehrt um die von Süden her kommenden Wasser der Weichsel, Oder und Elbe sämtlich der Nordsee zu. Der südlichste dieser Stromläufe (I, Fig. 590) lässt sich von der Neiße unterhalb der Stadt Görlitz aus in westlicher Richtung über die Spree, die Schwarze Elster entlang bis zur jetzigen Elbe verfolgen. Weiter nördlich zieht sich ein solches altes Stromthal, das Glogau-Baruther Thal (II, Fig. 590), von Kalisch aus in westlicher Richtung nach Glogau,

nahm hier die Oder auf, und führt durch den Spreewald und das Baruth-Luckenwalder Thal längs des Fläming nach der Elbe. Nach einer beträchtlichen Abschmelzung des Inlandeises verlegte sich das Sammelthal weiter nach N und verband nun als Warschau-Berliner Thal (III, Fig. 590) die Weichsel nebst einem von Osten kommenden Schmelzwasserstrom nördlich von Warschau vermittelt der jetzt von dem Ner und von der Warthe durchflossenen und vom Ohrabruch eingenommenen Thalrinne mit der Oder, um sich von hier über Fürstenwalde, Berlin und Spandau durch das Havelloch zur unteren Elbe zu wenden. In einer letzten Etappe des Rückzuges des Eises floss die Weichsel von Bromberg aus durch das Thal der Netze und Warthe, nahm die Oder auf, lenkte dann bei Freienwalde durch die Thalniederung des jetzigen Finnow- und Ruppiner Kanales über Eberswalde nach Westen und vereinigte sich gleichfalls in der Gegend von Havelberg mit der Elbe (das Thorn-Eberswalder Thal, IV, Fig. 590). Nach gänzlichem Abschmelzen des norddeutschen Inlandeises brach die Weichsel bei Fordon, die Oder bei Oderberg nach N zu ihrem jetzigen in die Ostsee führenden Unterlaufe aus. Die alten Ost-West-Thäler nebst den in sie einmündenden Schmelzwasserrinnen wurden eines nach dem anderen trocken gelegt, bilden jetzt weite horizontale Thalebenen, die wesentlich aus Thalsanden und -lehm bestehen und später streckenweise von den gegen ihre Breite verschwindend kleinen Wasserläufen der Jetztzeit als bequemste Wege benutzt wurden (Berendt).

In kleinerem Maßstabe machen sich diese Erscheinungen bereits im nördlichen Sachsen geltend, wo die Spree, Elbe, Mulde und Elster anfänglich einem nach Westen gerichteten Lauf folgten, um sich später mehr nach Norden zu wenden.

Jung- und postglaciale marine Ablagerungen. Gegen das Ende der Glacialperiode, als sich die Gletscher bereits in die centralen Partien Skandaviens zurückgezogen hatten, fand eine Senkung statt, infolge deren ein großer Teil des südlichen und mittleren Schwedens, sowie die Küstenstriche Norwegens zeitweilig vom Meere und von dessen Ablagerungen bedeckt wurden, um später wieder bis zu 200 m über den jetzigen Meeresspiegel emporgehoben zu werden. Hierher gehören die Terrassen, die Muschelbänke, die marinen Sande und Thone des südlichen Norwegens (vergl. S. 163). Die höchstgelegenen und deshalb ältesten dieser Muschelbänke enthalten eine Molluskenfauna mit arktischem Gepräge (*Pecten islandicus*, *Buccinum groenlandicum*, *Yoldia arctica*, *Y. pygmaca*, *Mya truncata* u. a.). In dem tiefer gelegenen, erst später während der Hebung der Küste abgelagerten Muschelthone verschwinden die arktischen Formen, dagegen finden sich *Littorina littorea*, *Tellina solidula*, *Mya arenaria*, *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Isocardia cor*, *Rhynchonella psittacea* u. a.

Auch im südlichen Schweden haben glaciale Thone mit *Yoldia*

arctica und *Phoca groenlandica* (= *Hvarfviglera*) eine weite Verbreitung, stehen mit Muschelbänken, z. B. bei Uddevalla mit arktischer Molluskenfauna in Verbindung und schmiegen sich an die Flanken der Åsar an. Auf sie folgen im östlichen Schweden sowie in Esthland Süßwasser-Ablagerungen mit *Ancylus fluviatilis* und *Limnaea ovata*, welche darauf hinweisen, dass die Ostsee in der ältesten Postglacialzeit ein durch stattgehabte Hebungen rings abgeschlossenes Süßwasserbecken bildete. Diese *Ancylus*-Schichten werden überlagert von Kiesen, Sanden und Thonen mit einer marinen Fauna, nämlich mit *Littorina*, *Rissoa*, *Mytilus*, *Cardium* und *Tellina* (*Littorina*-Schichten), die nach wieder erfolgter Senkung des Westgestades des bisherigen baltischen Süßwasserbeckens mit dem aus der Nordsee durch das Kattegat eindringenden Salzwasser eingewandert waren.

Beispiele der Gliederung des norddeutschen Glacialdiluviums.

In der Mark Brandenburg und Pommern (nach Berendt, Keilhack und Wahnschaffe).

5. Decksand, Geschiebesand, oberer Diluvialsand, mit Grand- und Gerölllagen, mit Dreikantern; Thalsand und Haidesand.
4. Oberer Geschiebemergel, z. T. vertreten durch den Geschiebesand. Endmoränen des baltischen Höhenrückens.
3. Diluvialsand und -grand nebst Thoneinlagerungen mit Resten von *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bos primigenius*, *Rangifer groenlandicus*, *Equus*, *Ursus* u. a. (Rixdorf, Tempelhof, Britz, Nieder-Löhme, Phöben u. a. O.); ferner mit Süßwasserconchylien: *Paludina diluviana*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Pisidium amnicum*.
2. Unterer Geschiebemergel.
1. Glindower Thon, Diluvialthon, nebst unterem Diluvialsand und -grand mit Geröll- und Geschiebelagern. Letzterer mit dem Glindower Thon und dem unteren Geschiebemergel in oft mehrfacher Wechsellagerung. Die Thone, Sande und Grande mit Süßwasserconchylien, namentlich *Paludina diluviana*, *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium amnicum* (Paludinen-Bänke). Der Geschiebemergel hat diese Conchylien aus seinem aufgearbeiteten Untergrunde aufgenommen; namentlich ist *Paludina diluviana* in den Bänken des unteren Geschiebemergels häufig.

In Schleswig-Holstein und an der Unterelbe (nach Meyn und Gottsche).

5. Geschiebesand oder Decksand, bestreut mit großen erratischen Blöcken, und Haidesand. Endmoräne.
4. Oberer, gelblicher Geschiebelehm, Geschiebethon oder Blocklehm mit Zwischenlagen von nordischen Granden.
3. Korallensand, Diluvial- und Spatsand mit cretacäischen Bryozoön, ferner mit *Cardium edule* (Lauenburg u. Mölln); Austernbänke (Blankenese u. Stade; *Mytilus*bänke (Tarbeck), Muschelbänke von Fahrenkrug und Burg mit Nordseemollusken.
2. Unterer, blauer Geschiebelehm, Korallenmergel, Moränenmergel.

4. Diluvialthon, Brockenmergel, Yoldia-Thone von Rensing und Itzehoe, Cyprinenthon, auf Alsen mit *Cypr. islandica*, *Buccinum reticulatum*, *Corbula nucleus*; Formsande; local (Hamburg) mit Süßwasserfauna (*Valvata piscinalis*).

In Ost- und Westpreußen (nach Jentzsch).

4. Oberer Geschiebemergel nebst Granden, Sanden und Thonmergeln. Baltische Endmoräne.
3. Diluvialsand mit *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Corbula gibba*, *Nassa reticulata* bei Marienwerder, Mewe, Dirschau, Elbing, Heilsberg; Grande mit *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*; *Bithynia tentaculata*, *Pisidium*, *Unio* bei Neudamm und Graudenz. Diatomeenmergel bei Elbing und Zinten. Diluvialkohle der Gegend von Memel.
2. Unterer Geschiebemergel nebst Granden und Sanden.
1. Untere Diluvialsande und -thone mit *Yoldia arctica*, *Cyprina islandica*, *Astarte borealis*, oder mit *Dreissensia* und *Valvata* — sowie mit *Rhinoceros*, *Elephas*, *Tarandus* zwischen Elbing und Tolkemit.

Im nordwestlichen Sachsen (nach H. Crd.).

3. Geschiebedecksand, meist Hügel und Rücken bildend.
2. Geschiebelehm und Geschiebemergel, entsprechend dem unteren Geschiebemergel der Mark, Holsteins, Mecklenburgs; local mit Zwischenlagern von Diluvialsand, -grand, und Geröllen; Palud. diluviana auf secundärer Lagerstätte; neben den nordischen Geschieben local einheimische, geschrammte Geschiebe; stellenweise auf Rundhöckern und Gletscherschliffen aufliegend, oft in Localfacies (S. 748).
4. Bänderthon (Diluvialthon), sowie Flussschotter der eiszeitlichen Elbe, Mulde, Pleiße und Elster, diese sowohl mit nordischen wie mit südlichen Geröllen; local in Wechsellagerung mit Bänken von Geschiebelehm und Diluvialthon. Stufe 4, 2 und 3 entstammen sämtlich der Hauptvergletscherung Norddeutschlands. Darunter präglaciale, wahrscheinlich pliocäne Schotter der Elster und der Saale.

Die Gesamtheit der Ablagerungen, aus denen sich das **norddeutsche Diluvium** aufbaut, gliedert sich zeitlich und genetisch von oben nach unten wie folgt*):

Postglacial: Arktische Flora im Grunde norddeutscher Torfmoore.

Dritte Glacialzeit (Polandian und Mecklenburgian Geikie's): oberer Geschiebemergel und Geschiebesand des nördlichen Norddeutschlands. Endmoränen des baltischen Höhenrückens. Thalsande und -lehme der alten Hauptthäler (s. S. 723).

Zweite Interglacialzeit (Helvetian Geikie's): Säugetierfauna von Rixdorf u. s. w. Marine und Süßwasserablagerungen von Ost- und Westpreußen. Austernbänke von Stade, Blankenese, Fahrenkrug, Süßwassergebilde von Rathenow und Potsdam. Torflager von Klinge bei Kottbus.

Zweite Glacialzeit (Saxonian Geikie's): unterer Geschiebemergel Norddeutschlands. Fluvioglaciale Kiese, Sande und Thone (Glindower Thone, Bänderthon) unter und über demselben.

* K. Keilhack. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 444. — Vergl. hierzu: J. Geikie. Classification of European Glacial-Deposits. Journ. of Geology. III. Chicago, 1895. S. 244.

Erste Interglacialzeit (Norfolkian Geikie's): Paludinenreiche Thone und Mergelsande (Paludinenbänke). Süßwasserkalk des Fläming und der Lüneburger Haide. Diatomeenlager von Soltau, Oberohre und Ratbenow. Yoldia-thone in Westpreußen und Holstein. Cyprinethon Holsteins.

Erste Glacialzeit (Scanian Geikie's): älteste Grundmoränen im Gebiete der östlichen baltischen Seenplatte. Fluvioglaciale Bildungen bis in die südliche Mark.

2. Das britische Glacialgebiet.

Ähnlich wie die centralen Teile Skandinaviens waren die Hochlande und Gebirge Englands, Schottlands und Irlands Ausgangspunkte für eine wiederholte Vergletscherung der ganzen britischen Inseln*). Von jenen Hauptsammelstellen des Eises breitete es sich radiär nach allen Seiten aus, bedeckte die Berge bis zu einer Höhe von mehr als 1000 m mit Schliffen und Moränenmaterial, füllte den Meeresarm zwischen England, Schottland und Irland ganz aus, überschritt die atlantische Küste der beiden letzteren und schob sich über dieselbe noch über die Hebriden und Orkneys bis in den atlantischen Ocean hinaus, während es im O mit dem bis dahin vordringenden skandinavischen Inlandeis zu einer einheitlichen Decke verschmolz (Fig. 589). Am intensivsten war die Vergletscherung in Schottland. Die vor und während derselben erzeugten Gebilde gliedern sich nach J. Geikie wie folgt (von unten zu lesen):

5. Dritte Vergletscherung. Die Hochlande werden von zusammenhängenden Eisdecken überzogen. Nach einigen Oscillationen lösen sich dieselben in getrennte Thalglletscher auf; auch diese verschwinden. Als Rückzugsgebilde werden erzeugt: lehmiger Schutt mit großen erratischen Blöcken, isolierte Hügel und Rücken von geschichtetem Kies und Sand (Kames), Endmoränen, schwache Seitenmoränen, sämtlich zuletzt auf die Thäler beschränkt.
4. Rückzug der zweiten Eisdecke. Interglaciale Kiese und Sande nebst Torf. Senkung um etwa 30 m. Thone mit arktischen und borealen Mollusken (*Yoldia arctica*, *Pecten islandicus*, *Leda truncata* u. a.) werden niedergeschlagen (Clyde beds; oberer Yoldienthon).
3. Zweite Inlandeisbedeckung, sie hinterlässt den Upper boulder clay oder upper till, einen Geschiebelehm, reich an geschliffenen und geritzten marinen Resten aus den Interglacialthonen.
2. Rückzug des Inlandeises, gefolgt von einer Senkung des Landes um fast 180 m. Es werden interglaciale Kiese und Sande mit Mammut- und Renntierresten abgelagert, darüber nach der Küste zu marine Thone mit *Tellina calcarea* und *Cyprina islandica* (Shelly clay), sowie solche mit *Mytilus edulis*.
1. Allgemeine Bedeckung durch Inlandeis, welches sich radiär nach außen bewegt und bis in die seichteren Partien des Meeres vordringt. Die von ihm zurückgelassene, bis über 80 m mächtige Grundmoräne ist der lower

* J. Geikie, The great Ice-Age. 2. ed. London 1894. S. 4—422.

till oder lower boulder clay, ein steiniger, fester Lehm, voll von geschrammten Geschieben, von oft gewaltigen Dimensionen. Infolge von Oscillationen des Eisrandes mit localen Einlagerungen von Thonen, Sanden und Kiesen, diese mit Birke, Haselnuss, Moosen, sowie mit Resten von Mammut, Renntier, Urochs. Der Untergrund ganz allgemein geschliffen und gesetzmäßig geschrammt sowie zu Rundhöckern umgestaltet. In Vertiefungen wird der Till unterlagert von präglacialen Flussschottern und von Kiesen und Sanden, den Absätzen der Gletscherflüsse und -bäche (bis 20 m mächtig).

In ganz entsprechender Weise gliedert sich das Glacialdiluvium Englands und Irlands wie folgt:

6. Grund- und Endmoränen in den Gebirgsgegenden, zuletzt auf die Thäler beschränkt.
5. Interglaciales Kiese und Sande, marine Ablagerungen mit arktischer Fauna.
4. Upper boulder clay mit Einlagerungen von Sand, Kies und Thon.
3. Middle sands and gravels, interglacial; marin, bis zu über 400 m Meereshöhe mit *Cyprina islandica*, *Astarte arctica*, *Tellina baltica* u. a.
2. Lower boulder clay, mit stark gestauchten Einlagerungen von Kies und Sand.
1. Glacialthone mit arktischer Flora, z. B. *Salix polaris*; — dann solche mit *Leda myalis*, zu unterst das Forest-bed von Cromer (s. S. 703), und endlich der Weyborne Crag mit arktischer Fauna.

3. Das alpine Glacialgebiet.

Auch das Alpengebirge war während der Glacialperiode wiederholt und zeitweilig völlig vereist, so dass nur noch seine höchsten, mit Firn und Schnee bedeckten Gipfel aus der einheitlich verschmolzenen, allgemeinen, bis über 4000 m mächtigen Eisdecke hervorragten. Es bildete einen Herd, von welchem aus nach allen Seiten Gletscher ausströmten. Dieselben folgten meist den Thälern und drangen aus diesen nach Süden zu bis in die lombardische Ebene vor, füllten nach Westen zu die weite Einsenkung zwischen Alpen und Jura aus und erstreckten sich auf der Nordseite bis weit nach Schwaben und Bayern hinein, um während des Höhepunktes der Vergletscherung auch hier zu einer den ganzen Nordfuß der Alpen umgürtenden, bis 70 km breiten, allgemeinen Decke zu verschmelzen, während ihre Entwicklung nach Osten zu immer geringfügiger wurde, so dass sie hier bereits innerhalb der Alpenthäler selbst ihr Ende fanden.

Aus dem Studium der schweizer Glacialerscheinungen*), also der Gletscherschliffe, Moränen und Wanderblöcke geht hervor, dass letztere und

*) A. Favre. Carte des anc. glaciers de la Suisse, und Carte du phén. erratique et des anc. glaciers du versant nord des Alpes suisses. Genf. 1884. — A. Penck, Ed. Brückner, L. du Pasquier. Le Système glaciaire des Alpes. Neuchâtel. 1894. — A. Baltzer. Der diluviale Aargletscher. Bern 1896.

somit auch die sie transportierenden Gletscher aus dem Arvethal, dem Rhönethal, Aarthal, Reußthal, Linththal und dem Rheinthal hervorgetreten sind und sich in den ebenen Teilen der Schweiz ausgebreitet haben. Die Blöcke des Arvethales stammen von dem westlichen Abhange der Mont Blanc-Kette und von den Bergen oberhalb Sallanche; sie erfüllen das Arvethal von Chamouny an und steigen auf dem Rücken des Salène bis zu 4000 m Meereshöhe. Die Moränen des Rhönegletschers finden sich über die ganze Gegend von Genf und Solothurn zerstreut, so dass ihr dortiges Verbreitungsgebiet die Gestalt eines die ebenen Teile von Genf, Freiburg und Neuenburg, sowie Partien von Bern, Solothurn und Aargau bedeckenden Fächers besitzt, dessen Spitze in der Rhönethalmündung liegt. Die vereinten Arve- und Rhönegletscher füllten den Genfer See aus, stauten sich am Juragebirge auf und ergossen sich, von hier als gewaltiger Eisstrom abfließend, in südwestlicher Richtung in das Rhönethal bis Lyon. Die Blöcke des Aarthales stammen aus dem Massive der Berner Alpen zwischen Gott hard und Simmenthal und bedecken den deutschen Teil des Kantons Bern. Die des Reußthales sind dem Gotthard und den Seitenthälern des Reußthales entführt und bedecken namentlich das Becken des Vierwaldstätter Sees. Rhône-, Aar- und Reußgletscher erfüllten die ganze weite Ebene zwischen Alpen und Juragebirge und drangen stellenweise selbst noch über den Kamm des letzteren vor. Der Rheingletscher kam aus Graubünden und Vorarlberg, teilte sich an dem wie eine Klippe vorspringenden Sporne der Appenzeller Gebirge in zwei Ströme, deren einer über den Wallenstädter See und vereint mit dem Linthgletscher über Uznach und den Züricher See vordrang, während sich der andere von Rorschach aus über den Thurgau und das ganze Gebiet des Bodensees ergoss und sich weit nach Schwaben hinein bis zur Donau erstreckte *).

In der Schweiz heben sich somit die oben aufgezählten Hauptgletscher, welche den großen Stammthälern folgten, scharf von einander ab, in den nordtiroler und oberbayerischen Alpen hingegen waren die zahlreichen Längs- und Querthäler, wie sie namentlich die nördlichen Kalkalpen in einzelne Berggruppen auflösen, bis zu einer Höhe von über 4500 m von einem zusammenhängenden Netze von Eisströmen erfüllt, welche auf möglichst directem Wege das Gebirge zu verlassen strebten, um sich noch weit über die bayerische Hochebene zu erstrecken **). Sich bei ihrem Austritte

*) A. Penck. Der alte Rheingletscher. Jahresber. d. geogr. Ges. in München. 1886. Heft 11.

**) A. Penck. Die Vergletscherung d. Deutsch. Alpen. Leipzig 1882. — E. Brückner. Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abhandl. Bd. I. Heft 1. Wien 1886. — A. Böhm. Die alten Gletscher der Enns u. Steyer. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1885. Bd. 35. Heft 3. S. 429.

aus den Alpenthälern fächerförmig ausbreitend, vereinigten sie sich wieder zu einer einheitlichen Eisdecke. Vor den Hauptaustrittspunkten der Gletscherströme, aus denen letztere hervorgegangen, schob sich dieselbe in gewaltigen, bogenförmigen Zungen weit in das Vorland vor, um nach ihrem Abschmelzen typische, seenreiche Moränenlandschaften und zusammenhängende Züge von Endmoränen zurückzulassen, die bis nördlich von Kempten, Kaufbeuren, vom Ammersee, Schäflarn bei München, Wasserburg am Inn und Burghausen an der Salzach reichen. So schloss sich denn nach Osten zu an den Rheingletscher und mit diesem verschmelzend zuerst der Illergletscher und an diesen der Lech-, Isar-, Inn-, Chiem-, Salzach- und der Ennsgletscher an, welcher letztere jedoch das Alpenvorland nicht mehr erreichte, wie denn überhaupt die Gletscher im ganzen östlichen Teile der Alpen eine verhältnismäßig nur schwächliche Entwicklung erlangten. Der bedeutendste derselben war der dem Thale der Drau von W nach O folgende Draugletscher.

Auch auf der Südseite der Alpen haben sich während der Eiszeit Gletscher aus dem Hochgebirge bis zum Fuße derselben, bis zur lombardischen Ebene hinabgezogen und nach ihrem Verschwinden mächtige Anhäufungen von Moränenschutt zurückgelassen*). Jedoch erreichten diese Eisströme Norditaliens bei weitem nicht die räumliche Ausdehnung wie diejenigen der Nordseite der Alpen, vereinigten sich also nicht wie diese zu einem den Südfuß der Alpen umgürtenden Eispanzer, übertreffen sie hingegen ebenso viel durch die Mächtigkeit der Schuttablagerungen, die sich meist in Gestalt gewaltiger amphitheatralischer Moränenwälle von bis zu 650 m Höhe quer vor den größeren Thalmündungen des Südrandes der Alpen hinziehen, so bei Ivrea, wo die Dora Baltea in die Ebene tritt, am Südende des Lago Maggiore, sowie des Comer Sees und des von Iseo. Fast überall wiederholen sich hier mehrere bogenförmige Endmoränen concentrisch hinter einander, getrennt von oft sumpfigen Flächen mit Wasserlachen. Das Moränen-Amphitheater von Como besteht aus drei solchen ungefähr concentrischen Wällen. Die Endmoräne von Andrate (Ivrea) erhebt sich 650 m hoch über ihre Umgebung. Es sind dies gewaltige Gletscherbauten, mit denen sich diejenigen auf der Nordseite der Alpen an Großartigkeit nicht messen können. Auch das ganze Hügelgebiet, welches das südliche Ende des Garda-Sees umgiebt, ist nichts als eine gewaltige Anhäufung von Moränenschutt. Dieser verdankt seinen Ursprung einerseits dem über Arco herabkommenden, über 700 m mächtigen Sarca-Gletscher, welcher, das nur etwa 200 m tiefe Becken des Garda-Sees ausfüllend, über dieses bis in die Po-Ebene vordrang, anderseits einem Gletscher des Etsch-

*; L. Rüttimeyer. Über Pliocän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel 1876.

thales, welcher sich über Meran und Bozen bis in die Po-Niederung ausdehnte und in den Rundhöckern der unteren Thalgehänge, welche in so schroffem Gegensatze zu den wild-zackigen Spitzen der höheren Berggipfel stehen, ferner in den Gletscherstreifen und -furchen auf Schlißflächen, sowie in den gewaltigen Gletscherschuttmassen die deutlichsten Spuren zurückgelassen hat*). Die enorme Ausdehnung und Mächtigkeit des Etsch-Gletschers geht aus der Großartigkeit dieser Gletscherspuren hervor, reichen doch die Rundhöcker bis zu einer Höhe von etwa 1500 m über die Thalsole.

Dass die Vergletscherung der Alpen und ihres Vorlandes von mehrfachen sehr lang dauernden Rückzügen des Eises, und zwar von 2 interglacialen Zwischenzeiten, unterbrochen war, welchen ein erneutes Vordringen des letzteren folgte, wird bewiesen 1) durch die z. T. intensive Verwitterung, welche die älteren Glacialgebilde vor Eintritt jeder neuen Vergletscherung erlitten haben; 2) durch sehr beträchtliche Erosionen, welche sich zwischen je zwei Moränenablagerungen vollzogen haben; 3) durch intermoränale Einschaltung von Kiesen, Sanden, Thonen und Kalktuffen mit Tier- und Pflanzenresten eines gemäßigten Klimas oder selbst von Torf und Schieferkohlen. Solche interglaciale Kohlenbildungen sind bekannt in der Nordschweiz bei Uznach und Dürnten am Züricher See, bei Mörschwyl am Bodensee, am Thuner See, in den allgäuer Alpen bei Sonthofen. Die Pflanzen, welche diese Schieferkohlen zusammensetzen, weisen nach Heer auf ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima jener Interglacialzeiten hin. Die ebenfalls interglaciale Höttinger Breccie der Innsbrucker Gegend (ein zwischen zwei Grundmoränen eingeschalteter, durch Kalksinter verfestigter Gehängeschutt) enthält nach Wettstein eine Flora, in der sich zu heutigen nordtiroler Pflanzen eine Anzahl heute in der Gegend des Schwarzen Meeres vorkommender Gewächse (namentlich *Rhododendron ponticum*) gesellen, welche auf ein milderes Interglacialklima hinweisen. Auch die interglacialen Blättermergel und -thone am Iseo- und Luganer See führen nach Baltzer eine Flora von z. T. pontischem Charakter.

Die zweite und dritte Vergletscherung der Alpen erreichten die Ausdehnung der ersten nicht ganz, so dass die von ihnen zurückgelassenen Moränen um die Alpen einen dreifachen, einen äußeren älteren und 2 innere jüngere Gürtel bilden.

Jede dieser 3 verschiedenalterigen Gruppen von Moränen wird von einer gleichzeitig durch die Schmelzwasser producierten Ablagerung von fluvioglacialem Schotter begleitet. Wo nun während jeder der zwei

* C. W. Gumbel. Über Gletscher-Erscheinungen im Etsch- und Innthale. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. München. Juli 1872, S. 223. — R. Lepsius. Das westl. Süd-Tirol. Berlin 1878. S. 139.

Interglacialzeiten die älteren dieser Schotterdecken von Thalrinnen durchschnitten wurden, dort bilden die jüngeren Schotter innerhalb der letzteren 2 Terrassen, von denen die tiefst liegende die jüngste ist. Man unterscheidet demnach 3, den drei Vergletscherungen entsprechende Schotterterrassen: 1) den ältesten, deshalb am meisten durch Erosion mitgenommenen Deckenschotter, 2) den Hochterrassenschotter und 3) den jüngsten Niederterrassenschotter.

Nach Obigem gliedert sich das alpine Diluvium wie folgt:

Dritte Vergletscherung: Innere Moränen und Niederterrassenschotter;

Zweite Interglacialzeit: Löß, Schieferkohlen von Utznach u. s. w. mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*; Kalktuff von Schaffhausen, Blättermergel am Luganer und Iseo-See, Höttinger Breccie. Zu unterst Glacialthon von Schwarzenbach mit *Salix polaris*, *Betula nana* und polaren oder hochalpinen Pflanzen (Nathorst).

Zweite Vergletscherung: Äußere Moränen- und Hochterrassenschotter.

Erste Interglacialzeit: Schichten mit *Elephas meridionalis*.

Erste Vergletscherung: Deckenschotter (diluviale Nagelfluh), local mit gekritzten Geschieben und mit Grundmoräne.

Außer dem Inlandeise, welches fast ganz Norddeutschland, ferner Britannien, die Alpen und deren Vorlande, also den größten Teil Europas bedeckte, erzeugten auch noch viele Mittelgebirge während der Glacialzeit Gletscherströme von z. T. nicht unbeträchtlichen Dimensionen. Hierher gehören in erster Linie die Pyrenäen*) (u. a. mit dem Argelès-Gletscher von 52 km und dem Garonne-Gletscher von 70 km Länge und 700 m Maximaldicke), ferner die Sierra Nevada und Sierra Guadarrama in Spanien, Corsica, Teile des nördlichen Apennin, das französische Centralplateau, der Jura, die Vogesen, der Schwarzwald, nach Lepsius, Chelius und Klemm auch der Taunus und Odenwald, ferner das Erzgebirge, das Riesengebirge, die Hohe Tatra**), der Kaukasus, der Timan und der nördliche Teil des Ural (Nikitin). Ebenso bildeten die Fär Öer ein selbständiges Glacialgebiet mit radiärer Gletscherbewegung.

4. Das nordamerikanische Glacialgebiet.

Auf dem nordamerikanischen Continente finden sich Glacialablagerungen in ganz Canada, von wo aus sie sich über Neu-England, New-York

* A. Penck. Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde. Leipzig 1883.

**) J. Partsch. Die Gletscher d. Vorzeit i. d. Karpathen u. Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. — Ders. Die Vergletscherung des Riesengebirges. Stuttgart 1894.

und Long-Island, Michigan, Wisconsin und Minnesota bis jenseits des Mississippi ausdehnen und nach Süden zu bis nach New-Jersey, in das südliche Pennsylvania, Ohio, Indiana, Illinois und Iowa, als ungefähr bis zum 39. Breitengrade reichen. Das nordamerikanische Inlandeis erstreckte sich somit mehr als 1000 km weiter nach Süden, als das entsprechende nord-europäische, nämlich bis in die Breite von Sicilien. Auch innerhalb dieses Glacialgebietes lassen sich Moränen- und Glacialschutt-Ablagerungen einer älteren und mindestens einer zweiten Invasion des Eises unterscheiden, von denen die ersteren (entsprechend dem deutschen unteren Geschiebelehm)

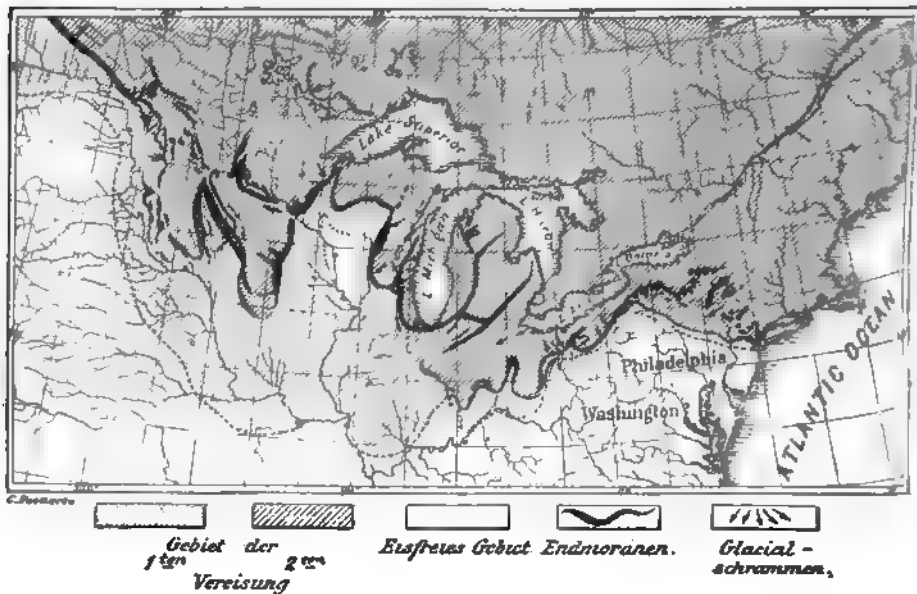


Fig 591. Das nordamerikanische Glacialgebiet mit seinen Endmoränen.
Nach T. C. Chamberlain.

weiter nach Süden reichen als die letzteren und welche durch Interglacial-sande und -thone mit Pflanzenresten und Süßwassermollusken von einander getrennt sind. Der südliche Rand dieser jüngeren Glacialablagerungen wird durch eine mannigfaltig gegliederte und geformte, großartige Endmoräne markiert, ist vielfach ein- und ausgebuchtet, läuft vom heutigen Baltimore aus in westlicher Richtung bis zum Mississippi und wendet sich dann nordwestlich durch Dakota in das britische Nordamerika, um hier die Rocky Mountains entlang wieder nach Süden umzubiegen. Innerhalb des äußeren, also älteren Glacialgürtels liegt südlich vom Lake Superior eine etwa 350 km lange und bis 180 km breite, trotz ihrer tiefen Lage eisfrei gebliebene

»Driftless Area«^{*)}. Die von diesen Eisdecken zurückgelassenen Glacialablagerungen und zwar namentlich der Boulder clay (die alte Grundmoräne) beschränken sich nicht auf das Flach- und Hügelland, sondern steigen z. B. in Neu-England am Mt. Washington und an den Green Mountains bis über 1700 m hoch. Alte Flussthäler werden von ihnen vollkommen ausgefüllt, so dass die Flüsse nicht selten aus ihrem früheren Lauf vollständig verdrängt wurden, wie dies z. B. beim Niagara geschehen. An zahllosen Stellen machen sich Frictionserscheinungen in großartiger Weise geltend. Ausgedehnte Gesteinsflächen sind spiegelglatt geschliffen, dann fein gestreift und tief gefurcht worden. Die Oberfläche gewisser Quarzitkuppen am Oberen See ist so glatt, dass das Gehen auf dem nackten Fels beschwerlich fällt. Jedoch ist diese Polierung nur auf die nördlichen Abhänge und auf die Gipfel der Hügel, also auf die Stoßseite derselben beschränkt, während die südlichen Abfälle rauh und zackig geblieben sind. Über jene geschliffenen Nordabhänge ziehen sich bis fußtiefe und -breite Schrammen, oft eine neben der anderen hin.

Auf die aus Boulder clay, Sanden, Granden und erratischen Blöcken bestehenden nordischen Glacialgebilde Nordamerikas folgen in den östlichen Teilen Canadas und der Vereinigten Staaten marine Ablagerungen, nämlich arktische Ledathone, welche bis zu Höhen von 200 m ansteigen, und Sande mit Saxicava, — im Innern des Continentes hingegen Grande und lockerer Glacialschutt (entsprechend unserem Geschiebedecksande) und großartige Terrassensysteme, welche die Thäler begleiten und die Seen umgürten. Die jung- und postglacialen Ablagerungen der Diluvialzeit werden als Champlaininformation bezeichnet.

Die Rocky Mountains und die Sierra Nevada bildeten außerdem selbständige Vergletscherungsherde.

Diluviale Kalktuffe, Knochenhöhlen, Löss und Schotter. Die Gesteinsbildungen der Diluvialzeit auf den nicht oder nicht mehr mit Eis bedeckten Landstrichen bestehen aus Kalktuffen, Torf, Knochen führenden Ablagerungen in Höhlen und Spalten, Flusskiesen und -lehmern nebst dem Löß.

Diluviale Kalktuffe finden sich beispielsweise bei Burgtonna, Mühlhausen, Weimar und Taubach in Thüringen, wo sie flache und schluchtartige Einsenkungen im Muschelkalk in horizontalen Bänken ausfüllen und z. T. auf altem Glacialschotter auflagern. Gewisse Schichten derselben sind voll incrustierter Blattabdrücke von Scolopendrium, sowie von Pappeln,

^{*)} Über die nordamerikan. Glacialerscheinungen siehe namentlich: Chamberlin u. Salisbury. VI. Ann. Rep. U. St. geol. Surv. Washington 1886. S. 199; — Chamberlin. VII. Ann. Rep. Washington 1888. S. 150, und Journ. of Geol. III. S. 270. Chicago 1895.



Fig. 592. Das Mammut, *Elephas primigenius* Blumenb.; vollständiges Skelet.

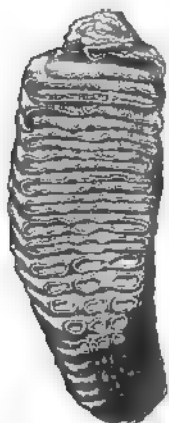


Fig. 593. Backenzahn von *Elephas primigenius*. Kaufläche.

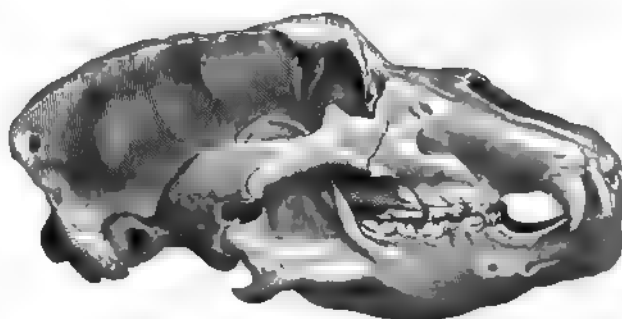


Fig. 594. *Ursus spelaeus* Rosenm., Schädel von der Seite.



Fig. 595. *Bos primigenius* Boj.

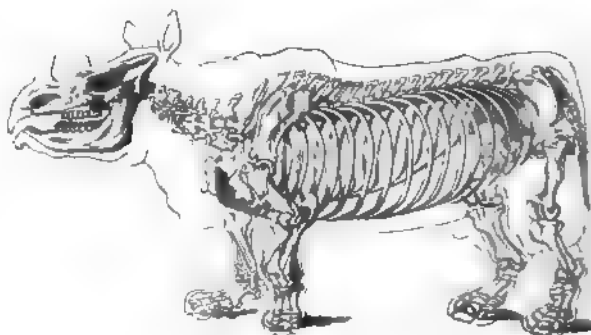


Fig. 596. *Rhinoceros tichorhinus* Fisch.
(*Tichorhinus antiquitatis* Blum.)

Diluviale Säugetiere.

Eichen, Buchen, Linden und Weiden, nebst Pinus- und Erlenzapfen, endlich von zum Teil dicht an einander stehenden Rohrstengeln von *Phragmites communis*. Mit ihnen finden sich Skeletteile, Zähne und Geweihstücke von *Cervus elaphus fossilis*, *Ursus spelaeus* (Fig. 594), *Equus caballus fossilis*, *Sus scrofa ferus*, *Elephas antiquus* und *primigenius* (Fig. 592 u. 593), *Rhinoceros Mercki* und *tichorhinus* (Fig. 596), ferner Vogelreste, sowie die Schalen von *Helix tonnensis*, *H. canthensis*, *Belgrandia marginata*, *Zonites praecursor*, von *Planorbis* und *Limnaeus* in z. T. außerordentlicher Menge. Ähnliche altdiluviale Süßwasserkalke sind bei Cannstatt in Württemberg bekannt.

Die Reste der oben genannten Säugetiere, namentlich aber von *Elephas antiquus* und *primigenius*, *Rhinoceros Mercki* und *tichorhinus* finden sich auch in den Kiesen des Interglacialdiluviums von Nordeuropa (siehe S. 720, und 724).

Im Kalktuff und Lehm unter den alten Torfmooren Englands und Irlands und in diesen selbst finden sich außerdem zum Teil vollständig erhaltene Skelete des irischen Riesenelenns (*Megaceros hibernicus* = *Cervus euryceros*), das bis zur Spitze seines Geweihes 3—4 m misst, während dieses letztere 2,7 m spannt. Wie in Britannien, so umschließen auch die interglacialen Torflager (Schieferkohle) von Utnach, Dürnten und anderen Orten der Nordschweiz nach Heer neben den Überbleibseln der jetzigen Rottanne, Föhre, Lärche, Eibe, Birke, Eiche und des Bergahorns Reste von *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *Bos primigenius* (Fig. 595), *Cervus elaphus* und *Ursus spelaeus*. Ebenso finden sich in dem Complexe von Torflagern und Thonen bei Klinge unweit Kottbus Fichte, Kiefer, Birke, Erle, Weide, Hainbuche, Hasel, Eiche, Linde und Stechpalme als Waldbäume, ferner die Samen und Früchte von Wasserpflanzen, so von *Cratoppleura* und *Folliculites* (*Stratiotes*), endlich Skeletteile von *Rhinoceros*, *Elephas*, Renntier, Biber, Elch und *Megaceros Ruffi**).

In den Knochenhöhlen sind Säugetierreste oft massenhaft angehäuft. Die meisten dieser Höhlen sind in Gegenden gelegen, deren Untergrund wesentlich von Kalksteinen und Dolomiten zusammengesetzt ist. Sie bestehen der Mehrzahl nach aus verschiedenen, mehr oder minder großen, zusammenhängenden Räumen, welche durch enge, zum Teil fast senkrechte Kanäle mit einander verbunden sind (Fig. 597). Der Boden dieser Höhlen ist von rötlichem, sandigem Lehm mit Säugetierknochen bedeckt. Darüber folgt eine schützende, die Erhaltung der Knochen bedingende Decke von Kalksinter, welcher außerdem zuweilen auch noch die Knochenbruchstücke zu einer Breccie zusammenkittet. Die Knochen und Koprolithen der verschiedensten Tiere liegen meist in größter Unordnung durch einander und sind nicht selten dicht auf einander gepackt.

* A. Nehring. N. Jahrb. 1895 I. S. 483.

In Deutschland sind es vor allem der fränkisch-schwäbische Jura mit seinen Dolomiten, ferner das harzer und das westfälisch-rheinische Mitteldevon, welche derartige Knochenhöhlen bergen, so ersterer z. B. die Muggendorfer, Gailenreuther, Hohlsoleiser und Charlotten-Höhle, der Harz die

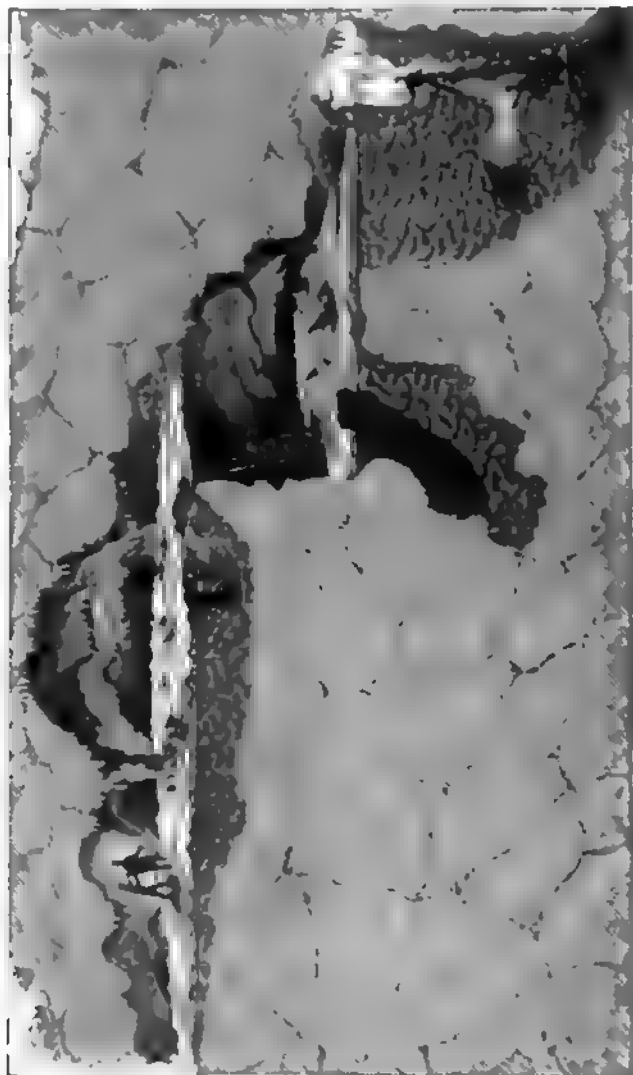


Fig. 367. Durchbruch der Gailenreuther Höhle in Franken.

Baumanns- und Hermannshöhle, Westfalen z. B. den Hohlenstein und die Dechenhöhle. In ihnen sind namentlich die Reste von *Ursus spelaeus* zu Hunderten angehäuft, so dass z. B. der Gailenreuther Höhle Oberbleibael von über 800 Individuen entnommen worden sind, während die Charlotten-

Höhle bei Hürben nur Skeletteile von *Ursus priscus* birgt. Neben Bären, aber freilich an Menge weit zurückstehend, kommen Skeletteile von *Hyaena spelaea*, *Felis spelaea*, *Canis spelaeus*, sowie solche von *Rhinoceros*, *Cervus*, *Bos* u. a. vor.

Die englischen Knochenhöhlen, deren berühmteste die von Kirkdale unweit York, die bei Bristol und die Kentshöhle bei Torquay sind, enthalten, abweichend von der großen Mehrzahl der deutschen, namentlich die Skelete von Hyänen (*Hyaena spelaea*), während die von Bären und anderen Tieren stark zurücktreten. In der Kirkdalehöhle waren solche von über 300 Hyänen des verschiedensten Alters, neben ihnen große Quantitäten ihrer Excremente, die Reste des Elefanten, Tiger, Bär, Wolf, *Rhinoceros*, Hippopotamus, Büffel, Hirsch enthalten. In ähnlicher Weise herrscht übrigens die Hyäne in der Irpfelhöhle bei Giengen in Schwaben, im Hohlenstein in Westfalen, sowie in der Lindenthaler Höhle bei Gera vor den Bären und anderen Säugetieren stark vor.

In den Höhlen im Süden Frankreichs ist eine dritte, von der englischen und deutschen abweichende Fauna begraben, indem sie außerordentlich massenhafte Anhäufungen von Knochen und Geweihen des Rentieres bergen. Ganz analoge Vorkommen sind die Knochenbreccien der am Mittelmeer gelegenen Länder. Sie füllen Spalten der dortigen Kalkgebirge aus und sind von Gibraltar bis nach der Südspitze Griechenlands, sowie auf Corsica, Sardinien und Sicilien an zahllosen Punkten bekannt. Sie bestehen aus einer rötlichen Kalkmasse mit Landschnecken und schneeweißen Knochen von Dickhäutern, Wiederkäuern und Nagetieren, unter denen neben *Rhinoceros*, *Elephas* und Hippopotamus namentlich *Lagomys Sardus*, dessen Verwandte jetzt nur noch in Sibirien leben, in erstaunlicher Menge auftritt.

Der Löss (s. S. 263) ist innerhalb der weiten Flusswannen, auf den Abdachungen vieler Gebirge und Höhenzüge, sowie auf flachen Plateaus und in seichten Becken während der Diluvialzeit zur Ablagerung gelangt. Er besteht aus einem außerordentlich feinkörnigen Accumulat von vorwaltenden Quarzkörnchen, nebst minimalen Partikeln von Feldspäten und Glimmer, die eine so geringe Consistenz besitzen, dass das Gestein mehlartig abfärbt und im Wasser zerfällt. Er hat eine lichtgelblichbraune Farbe, ist von Wurzelröhrchen durchzogen, bildet senkrechte Abstürze, ist meist vollkommen ungeschichtet, zeichnet sich durch seinen Kalkgehalt aus und führt dann eigentümlich gestaltete Mergelconcretionen, die Lößmännchen, und neben diesen gewöhnlich Gehäuse von Landschnecken, sowie Knochen von Säugetieren, nämlich von *Elephas*, *Rhinoceros* und einer Anzahl typischer Steppenbewohner (s. S. 740). Die Landschnecken sind Species der Geschlechter *Helix*, *Pupa*, *Clausilia*, *Buliminus*, *Limax*, *Vitrina*;

unter ihnen sind *Pupa muscorum* (Fig. 598), *Succinea oblonga*, *Helix hispida* (Fig. 599) die häufigsten und bezeichnendsten. Eine sehr große Ver-

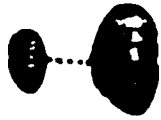


Fig. 598. *Pupa muscorum* Lin.



Fig. 599. *Helix hispida* Lin.

breitung hat der Löß im Rhein- und Donauthale sowie in den Thälern des Mains und Neckars, deren Fruchtbarkeit er wesentlich bedingt und wo er z. T. in einer Mächtigkeit von 10—15, ja 30 m auf den Kies- und Geröllablagerungen der Thalgehänge aufruht, und durch zahllose Hohlwege in fast senkrechten Wänden entblößt ist. Auch an den Thalgehängen der Elbe in Sachsen, namentlich aber im nördlichen Böhmen, ferner an der Neiße, Mulde, Saale, Unstrut und Werra, sowie auf den angrenzenden oder zwischengelegenen Plateaus ist Löß zur Ablagerung gelangt, beschränkt sich also hier auf die Landstriche südlich von dem Verbreitungsgebiete der zweiten Vergletscherung. Dasselbe gilt von den Thälern der Oder und Weichsel, an deren Gehängen er bis zu 400 m Meereshöhe emporsteigt und Zonen bildet, welche z. B. bei Oswiencim fast 3 Meilen Breite erreichen können. Von Oberschlesien zieht er sich nach Polen hinein, wo er bei Sandomir eine Mächtigkeit von 30 m besitzt. Meist lagert hier der Löß auf Kies-, Sand- und Schotterablagerungen auf, welche von den Flüssen der Diluvialzeit z. T. hoch über ihrem jetzigen Strombette zurückgelassen worden sind. steigt aber von hier aus die Gehänge der Thalwannen hinauf bis auf die benachbarten Plateaus und Hügelländer. Sehr gewöhnlich ist hier die Erscheinung, dass er sich an die Unebenheiten des Untergrundes nur einseitig und zwar an deren der herrschenden Windrichtung abgewandten Abhängen, also im Windschatten anlegt, während er an der der wegwehenden Wirkung des Windes ausgesetzten Thalwandung oder Hügelflanke fehlt oder nur geringe Mächtigkeit besitzt*).

Im Rheinthale unterscheidet man mit Schumacher, Steinmann, Leppla, Lepsius, Chelius u. a. einen jüngeren und einen älteren Löß, welche bei gleichförmiger Aufeinanderlagerung durch fluviatile Gebilde,

*) Siehe S. 263. Ferner A. Jentzsch. Über den Löß. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1872. Bd. VI. S. 38. — E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Ra. 1877. S. 344. — F. Wahnschaffe. Quartärbildungen d. Umgegend von Magdeburg. Berlin 1885. S. 65. — Die lößart. Bildungen etc. Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 353. — Beitrag zur Lößfrage. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 328. — A. Sauer. Äol. Entsteh. d. Löß am Rande d. norddeut. Tiefebene. Z. f. Naturw. Halle a S. 1889. S. 4. — A. Leppla. Zur Lößfrage. Geogn. Jahreshefte II. Kassel 1889. S. 176. Siehe ferner die Litteratur über das Rheinische Diluvium.

nämlich durch Sandlöß (einen geschichteten, sandigen Löß mit Süßwasserconchylien), durch Sande und Kiese, humose Schwemmlerme oder durch z. T. mächtigen Verwitterungslehm von einander getrennt werden. Die Bildung des älteren Lößes vollzog sich in der zwischen die zweite und dritte Vergletscherung der Glacialgebiete fallenden Interglacialzeit, — diejenige des jüngeren Löß folgte meist erst auf die dritte Vergletscherung.

Diluviale Flussschotter. Den 3 Vergletscherungen der Gebirge entsprechen, wie S. 730 gezeigt, 3 fluvioglaciale Schotterstufen. Dieselben setzen in die aus jenen Gletscherherden entspringenden Thäler, z. B. dasjenige des Rheines, der Elbe, der Neiße als fluviale Absatzproducte der 3 niederschlagsreichen Glacialabschnitte fort, und pflegen die alluvialen Thälauen als freilich vielerorts unterbrochene, breitere oder schmalere Schotterterrassen zu begleiten, und zwar zu unterst als Niederterrasse und oberhalb dieser als Hochterrasse, während die ältesten Schotter entweder als lappenförmige Schollen die den Thälern benachbarten Höhen als Deckenschotter krönen, oder die Thalsysteme in einiger Entfernung umsäumen oder aber unter der Hoch- und Niederterrasse begraben liegen.

Als charakteristisches Beispiel für die Gliederung des Diluviums der großen Stromthäler Centraleuropas mag an dieser Stelle angeführt werden *): **das mittelhheinische Diluvium nach Lepsius, Chelius und Klemm.**

5. Schotter, Sande und Lehme der Niederterrasse, Äquivalent der dritten Eiszeit.

4. Jüngerer Löß, nur mit Landconchylien; Lößsand, sandiger Grus oder Kies mit Land- und Süßwasserconchylien. Älterer Löß, nur mit Landconchylien. In der Rheinebene Flugsande und Dünen.

3. Moränen der Haupteiszeit im Taunus, Odenwald, an der Bergstraße, im Schwarzwalde. Als deren fluviale Äquivalente Hochterrassenschotter mit *Elephas primigenius*.

2. Mosbacher Sande: bei Darmstadt bis 100 m mächtig; bis 120 m über den Rheinpegel aufsteigend; in der Rheinebene mit den ersten alpinen Geröllen; namentlich bei Mosbach mit *Felis spelaea*, *Ursus spelaeus*, *Hippopotamus major*, *Rhinoceros Mercki*, *Elephas antiquus* und *primigenius*, *Cervus tarandus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus*, *Arctomys marmotta*; reich an

*) Hauptlitteratur über das Rheinische Diluvium: L. du Pasquier. Die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Bern. 1894. — G. Steinmann. Pleistocän und Pliocän in d. Umgeb. v. Freiburg i. B. Mitt. d. großh. Bad. La. 2. 4. Heidelberg 1890. — Ders. Gliederung des Pleistocän im bad. Oberlande. Ebend. B. II. XXI. 1893. — E. Schumacher. Bildung u. Aufbau d. oberrhein. Tieflandes. Straßburg 1890. S. 184. — Außerdem zahlreiche Aufsätze von Andreae, Chelius, Förster, Kinkelin, Klemm, Leppla, Lepsius, Sauer, Schumacher, Steinmann, Thürach, van Werveke.

Süßwasser- und Landmollusken: *Unio*, *Anodonta*, *Pisidium*, *Valvata*, *Planorbis*, *Limnaeus*, *Succinea*, *Pupa*, *Clausilia*, *Helix*, *Hyalina* in vielen Arten. Interglacial.

1. Ältere Flussschotter und -sande, Taunusschotter, mit scharfkantigen Gesteinsblöcken, bis 400 m über den Rheinpegel ansteigend; Mainische Geröll- und Blocklager; feuerfeste Thone, Kaolinsande und Glasande am Taunus, bei Darmstadt, in der Pfalz. Äquivalent des Deckenschotter, also der ersten Eiszeit.

Ganz analog gliedert sich nach E. Schumacher das Diluvium des Rheinthales im Unterelsass wie folgt:

5. Jüngerer Löß, zu unterst Sandlöß mit *Elephas primigenius* und *Rhin. tichorhinus*.
4. Niederterrasse (jüngerer Diluvialschotter);
3. Älterer Löß, zu unterst Sandlöß, zu oberst mit einer Culturenschicht;
2. Hochterrasse (mittlerer Diluvialschotter);
1. Älteste Rheinschotter (Deckenschotter) des Sundgaues; weiter nördlich Lehme nur mit Blöcken aus den Vogesen.

Über den allgemeinen Charakter der Fauna Centraleuropas während der Diluvialzeit*). Wie aus der allgemeinen Vergletscherung unseres Continentes zu erwarten, besitzt die mitteleuropäische Tierwelt der Glacialzeit einen ausgesprochenen arktischen Charakter, welcher sich in der Verbreitung einer Anzahl specifisch nordpolarer Tierformen über ganz Mitteleuropa kundgiebt. Zu diesen gehören vor allem: das Rentier (*Rangifer groenlandicus* und *tarandus*), der Moschusochse (*Ovibos moschatus*), der Schneehase (*Lepus variabilis*), der Lemming (*Myodes obensis* und *M. lemmus*), das nordischste aller Landsäugetiere, der Halsbandlemming (*Myod. torquatus*), der Eisfuchs (*Canis lagopus*) und der Vielfraß (*Gulo luscus*) sowie die Schneeeule (*Strix nyctea*) und das Moorschneehuhn (*Lagopus albus*).

Auf diese arktische Fauna, die vollkommen mit der Vereisung ihrer Umgebung in Einklang stand, folgte eine charakteristische Steppenfauna,

*) A. Nehring. Die quatern. Faunen von Thiede und Westeregeln. Arch. f. Anthropol. Bd. X. S. 359. Bd. XI. S. 4. Braunschweig 1878. — Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 468; — Verhandl. d. Berlin. anthrop. Gesellsch. 1882. H. 4. 44. März; — Kosmos. Bd. VII. 1883. S. 473; — Tagebl. d. 57. Vers. deutsch. Naturf. 1884. S. 457; — Geolog. Magazine 1883. p. 54. — N. Jahrb. 1889. I. S. 66. — Über Tundren u. Steppen d. Jetzt- u. Vorzeit. Berlin 1890. — J. N. Woldrich. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXXII. Juni 1880; — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1880. Nr. 45. S. 284. — Ders. Die diluviale europ.-asiat. Säugetierfauna. Mém. Acad. St. Pétersbourg. 1887. XXXV. — Reste diluvialer Faunen u. d. Menschen aus d. Waldviertel. N. Östr. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. LX. Wien 1893.

welche namentlich die nach dem Rückzuge des Eises bloßgelegten, der Waldvegetation noch entbehrenden plateauartigen und flachhügeligen Landstriche bevölkerte und der Tierwelt der jetzigen südwestsibirischen Steppen entsprach. Ihre namentlich im Löß vorkommenden Hauptvertreter sind: *Alactaja jaculus* (Pferdespringer), *Spermophilus altaicus* (Steppenziegel), *Arctomys bobac* (Bobac), *Lagomys pusillus* (Zwergpfeifhase), *Arvicola ratticeps* (nordische Wühlratte), *Arv. gregalis* (sibir. Zwiebelmaus), *Antilope saiga*. Zu ihnen gesellen sich die zwar nicht geradezu für die Steppen charakteristischen, aber doch dort zahlreich lebenden Iltis, Hermelin, Wolf, Wildpferd, Trappe u. a.

Neben allen diesen Charaktertieren unserer heutigen Polar- und Steppenländer wurde Mitteleuropa damals noch bewohnt von *Elephas primigenius* (Mammut), *Elephas antiquus*, *Rhinoceros tichorhinus* (wollhaariges Rhinoceros), *Rhin. Mercki*, *Bos primigenius* (Urstier), *Bison priscus* (Auerochs), *Cervus euryceros* (Megaceros), *Cerv. alces* (Elenn), *Ursus spelaeus* (Höhlenbär), *Ursus arctos*, *Hyaena spelaea*, *Equus caballus fossilis*, *Felis spelaea* u. a. Das gemeinsame Vorkommen von *Rhinoceros* und *Elephas*, welche heute auf die heißen Regionen beschränkt sind, mit echt arktischen Tieren verliert sein Auffallendes, seit man weiß, dass die genannten Dickhäuter ein dichtes wolliges Haarkleid zum Schutze gegen die Kälte trugen, also für den Aufenthalt im kalten Norden besonders eingerichtet waren.

Verlassen wir Europa und werfen einen raschen Blick auf die Diluvial-Faunen anderer Continente. Merkwürdig ist das massenhafte Vorkommen

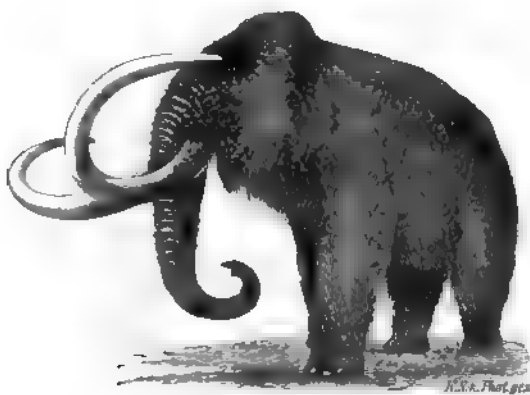


Fig. 600. *Elephas primigenius* Blum. Reconstituiert nach sibirischen Cadavern.

von Skeletteilen des *Elephas primigenius* in Nordsibirien, dessen Diluvialboden von Mammutknochen ganz durchsät ist, und wo so viele fossile

Stoßzähne gewonnen werden, dass ein sehr bedeutender Teil alles in den Handel gebrachten Elfenbeines von dort stammt, — Beweise dafür, dass jene Gegenden während der Diluvialzeit Haupttummelplätze des Mammuts waren. An der Mündung der Lena wurde im Anfang dieses Jahrhunderts der Cadaver eines Mammuts in dem gefrorenen Boden gefunden. Es maß bis zur Schwanzspitze 5,5 m und war 3,4 m hoch. Seine Haut war von dichtem Haar bedeckt, welches am Halse und auf dem Rücken eine lange, vielleicht bis an die Knie reichende Mähne bildete (Fig. 600); sein Fleisch war so gut erhalten, dass es Wölfen und Hunden zum Fraß diente, sein Schädel enthielt noch Hirnreste und den vertrockneten Augapfel, zwischen seinen Zähnen fanden sich Reste von nordischen Pflanzen, die ihm zur Nahrung gedient hatten. Später tauchte an der Tashucht der Cadaver eines zweiten, mit Haut und Haar erhaltenen Mammuts aus der gefrorenen Erde infolge des Tauens derselben hervor. Man hat die Zahl der Mammutindividuen, von denen die in den letzten 200 Jahren durch Tauen des Bodens hervorgetretenen und durch die Gewässer ausgewaschenen Skeletteile herühren, auf 20000 geschätzt. Auch der mit Fleisch, Haut und Haaren versehene Cadaver eines zweihörnigen Rhinoceros wurde gegen Ende des vorigen Jahrhunderts in dem gefrorenen Boden Sibiriens gefunden und zum Teil nach Petersburg gebracht. Auf den Neusibirischen Inseln folgen auf eine bis zu 20 m mächtige Eislage (Steineis) gefrorene lehmig-sandige Schichten, welche neben *Betula nana* Cadaver des Mammuts umschließen*).

Aus den Löß-, Kies- und Moorablagerungen des nordamerikanischen Diluvialcontinentes stammen die Reste eines riesigen Mastodons (*Mastodon giganteum*, Fig. 601), von welchem man den Torfmoorasten der Staaten New-York, New-Jersey und der Ufer des Missouri eine Anzahl ganz vollständig erhaltener Skelete entnommen hat. Ihre Höhe beträgt fast 4 m, die Länge ihres Körpers gegen 6 und die ihrer Stoßzähne 4 m; Reste des Magens mit Überbleibseln von unverdauten Pechtanne- und Kieferzweigen fanden sich in dem Raume zwischen den Rippen eines der Tiere. Während das Mastodon namentlich in der nördlichen Hälfte des nordamerikanischen Diluvialcontinentes gelebt zu haben scheint, war die südlichere Partie desselben von *Elephas americanus* bevölkert. Mit ihnen vergesellschaftet kamen gigantische Hirsche, Renntiere, Elenn, Beuteltaschen, Nabelschweine, Bisamochsen, Pferde, Biber, Löwen und Bären, endlich im Süden der Vereinigten Staaten Faultiere (*Mylodon*, *Megalonyx*, *Megatherium*) vor, während einige der gewöhnlichsten europäischen Diluvialformen, wie Rhinoceros, Hippopotamus, Hyäne und Lemming fehlen. Dafür existieren jedoch einige in Europa seit der Tertiärperiode erloschene Gestalten noch fort, so außer dem erwähnten Mastodon namentlich das

*); E. von Toll. Mém. Acad. Imp. St. Pétersbourg. Ser. VII. T. XLII. No. 43.

Hipparion (s. S. 692). Auffällig ist die Häufigkeit der Pferde im Diluvium Nordamerikas, wo sie durch 6 Species vertreten sind, aber bald ausgestorben sein müssen, da die Ahnen der jetzt in Amerika lebenden Pferde von

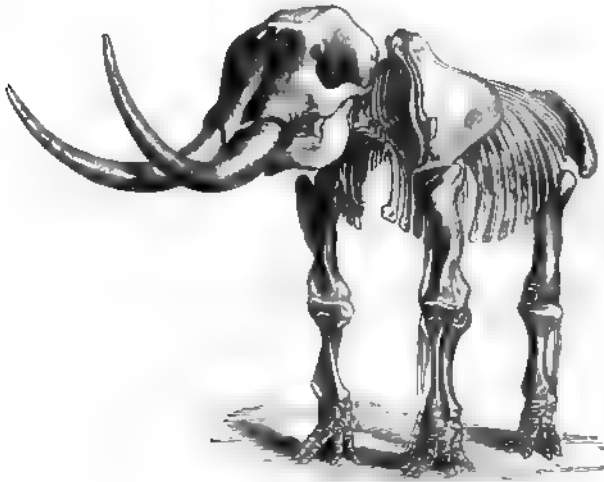


Fig. 601. *Mastodon giganteum*. Aus dem nordamerikanischen Diluvium.

Europa importiert sind, also eine zweite, mit der ersten in keiner Verbindung stehende Pferdefauna repräsentieren. Übrigens lässt die Zusammensetzung der diluvialen Tierwelt Nordamerikas schließen, dass dieser Continent damals in Zusammenhang mit der alten Welt sich befunden habe, woraus sich die gleichwertige Beteiligung des Mammuts, Elenn-tieres, Renn-tieres, Bisamochsen und Pferdes an der beiderseitigen Fauna erklärt, während die nordamerikanischen Faultiere von Süden her eingewandert zu sein scheinen.

Gleichalterige äolische Löss mit eingelagerten fluvialen Sanden, reich an Resten von Säugetieren, bilden die ausgedehnten Ablagerungen der Pampas des Laplata in Südamerika und haben in Columbia, Ecuador, Peru, Bolivia und Chile eine weite Verbreitung*). In der südamerikanischen Säugetierfauna ziehen neben Bibern, Pferden, Tapiren, Lamas, Mastodonten, Wölfen, Panther und breitnasigen Affen namentlich die riesigen Faultiere (*Megatherium*, *Mylodon*, *Megalonyx*) und Gürteltiere unsere Auf-

* H. Burmeister. Die fossilen Pferde d. Pampasformation (nebst Übersicht d. gesamten Säugetierfauna). Buenos Ayres 1875 (auch in Stuttgart). — S. Roth. Entstehung u. Alter d. Pampasformation. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 375. — W. Branco. Über eine fossile Säugetierfauna von Punin in Ecuador. Paläont. Abhandl. Bd. I. H. 2. Berlin 1883.

merksamkeit auf sich, während die auffälligsten und gewöhnlichen Diluvialtiere Europas, der Elefant, das Rhinoceros und Flusspferd, vollständig fehlen. Das *Megatherium* (Fig. 602) war bedeutend größer, als das Rhinoceros, und übertraf an Masse jedenfalls mehr als hundertfach irgend einen

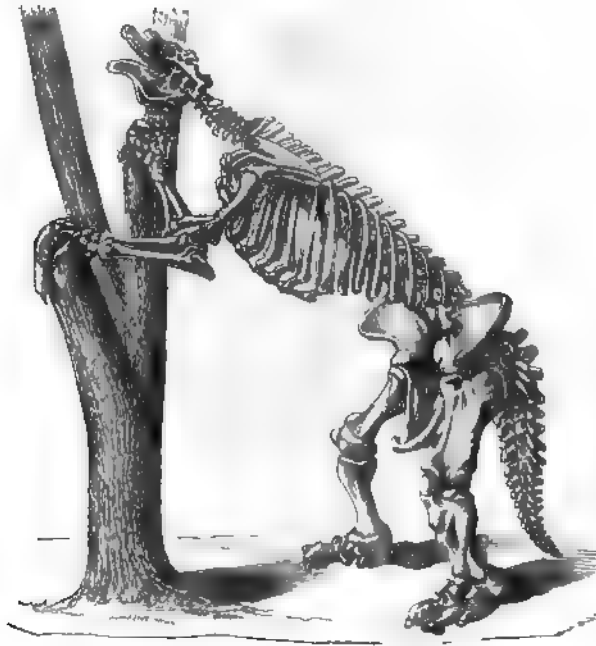


Fig. 602. *Megatherium Cuvieri* Desm. Aus der Pampasformation von Argentinien.

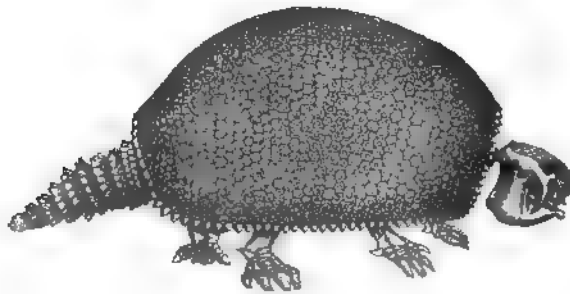


Fig. 603. *Glyptodon reticulatus* Ow. Pampa-formation von Argentinien.

der lebenden Vertreter der Edentata; sein Oberschenkelknochen war etwa dreimal so dick, wie der eines Elefanten und zwar nur doppelt so lang als dick; seine Füße waren plump und massenhaft und mit gewaltigen

Krallen bewaffnet, der zur Stütze dienende Schwanz hat eine kolossale Ausbildung erfahren. Im Gegensatze hierzu war der Kopf sehr klein. Aller Wahrscheinlichkeit nach richtete das Riesenfaultier seinen Vorderkörper, indem es sich auf Schwanz und Hinterfüße stützte, in die Höhe und riss mit seinen Vorderfüßen Zweige zu seiner Nahrung herunter. Das Glyptodon (Fig. 603) war ein riesiges Gürteltier. Es besaß, von der Schwanzspitze bis zum Kopfe gemessen, 3 m, sein starrer, nicht zusammenrollungsfähiger, schildkrötenähnlicher Panzer gegen 2 m Länge. Es bewohnten also schon zur Diluvialzeit Faultiere und Armadille denselben Continent, dessen lebende Säugetierwelt durch Faultiere, Gürteltiere und Ameisenfresser ihren so spezifischen Charakter erhält. Haben wir nun bereits oben gesehen, dass einige Faultiere aus ihrer südlichen Heimat nach Nordamerika auswanderten, um jedoch dort bald auszusterben, so stammen umgekehrt die diluvialen Mastodonten, Pferde und Tapire der Pampas aus dem Norden.

In Australien waren die dasselbe in der posttertiären Zeit bewohnenden Säugetiere, gerade wie sie es jetzt sind, ausschließlich Beuteltiere, nur sind ihre heutigen Vertreter Zwerge im Vergleiche mit ihren Vorfahren.

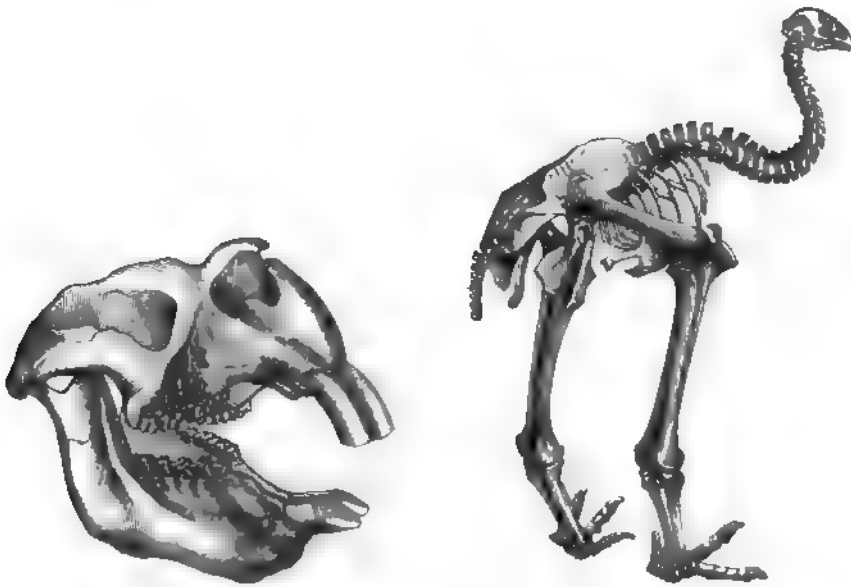


Fig. 604. *Diprotodon australis* Ow. Australien.

Fig. 605. *Dinornis parvus* Ow. Neuseeland.

So war das *Diprotodon* (Fig. 604) so groß wie ein Hippopotamus, sein Schädel allein besaß eine Länge von einem Meter, mit seinen gewaltigen meißeelartigen Schneidezähnen konnte es selbst große Bäume zu Falle bringen.

In Neu-Seeland endlich hausten 3 bis 4 m hohe straußähnliche Riesenvögel, die Moas (*Dinornis*, Fig. 605), während Säugetiere eben so wenig wie jetzt vertreten waren. Überall findet das Gesetz der Succession gleicher Typen Anwendung.

Dass der Mensch bereits ein Zeitgenosse jener diluvialen Tierwelt und somit ein Augenzeuge wenigstens der letzten Vergletscherung der nördlichen Hemisphäre war, darüber können Zweifel nicht mehr obwalten. Hat man doch in dem Diluvialschotter verschiedener Gegenden, so bei Abbeville, im Thale der Somme, bei St. Acheul unweit Amiens, bei Châtillon sur Seine, bei Précý im Oisethale, bei St. Prest an der Eure, bei Hoxne in England aus Stein angefertigte, aber noch sehr rohe Werkzeuge, also die ersten Spuren der Existenz des Menschen, und in den darüber liegenden Schichten Überbleibsel, namentlich Zähne von *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Hippopotamus major* und *Cervus megaceros* gefunden, — und sind endlich an zahlreichen Stellen in Höhlen, im Flusskies, im Kalktuff und Löß Deutschlands, Österreichs, Englands, Belgiens, Frankreichs, Nord- und Südamerikas Spuren der Thätigkeit und Reste des Menschen derartig mit Überbleibseln der Tiere der Diluvialzeit vergesellschaftet vorgekommen, dass eine andere Erklärung als die ihrer gleichzeitigen Existenz nicht möglich ist. Man bezeichnet die Periode der Erdentwicklungsgeschichte, aus welcher jene lediglich aus Stein, Horn und Knochen hergestellten, äußerst rohen, stets gleichgeformten und mit den Resten von diluvialen Tieren vergesellschafteten Waffen und Gerätschaften stammen, als ältere oder diluviale Steinzeit.

Einer der wichtigsten, die Gegenwart des Menschen während der Eiszeit beweisenden Fundpunkte war ein Graben im Torfmoore an der Quelle der Schussen, eines bei der Prämonstratenser Abtei Schussenried südlich von Biberach entspringenden, dem Bodensee zufließenden Baches. Hier hat sich nach Fraas*) folgendes Profil ergeben (Fig. 606): Zu oberst liegt Torf *e*, zum Teil mit viel Kies *f* gemengt, und wird unterteuft von einem 1 bis 2 m mächtigen Lager von weißlichgelbem Kalktuffe *c* mit *Pupa muscorum* Nils., *Helix pulchella* Drap., *Helix hispida* Lin., *Clausilia obtusa* Pf. und *Pisidium fontinale* Pf., wodurch sich der Kalktuff als diluvial herausstellt. Von ihm scharf getrennt, zum Teil, nämlich bei *d* über, zum Teil und zwar links bei *b* unter ihm, liegt eine Schicht dunkelbraunen Moores von so vortrefflicher Erhaltung, dass es wie frisch erscheint. Es

*) O. Fraas. Die neuesten Erfunde an der Schussenquelle. Württemb. naturw. Jahresheft. 1867. Heft 1. Siehe auch Archiv f. Anthropologie. 1867. Heft 3. S. 29.

sind lauter nordische und hochalpine Formen, z. B. das lappländische und grönländische *Hypnum sarmentosum* und *groenlandicum*, sowie *Hypnum fluitans* var. *tenuissimum*, jetzt nur alpin und im arktischen Amerika vorkommend. Dieses Moos, welches mit Sand vermischt ist, bildet zusammen

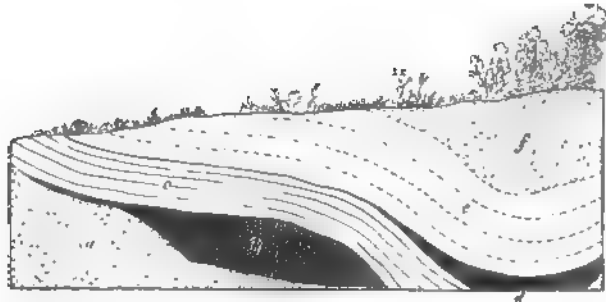


Fig. 606. Profil bei Schussenried. Nach Fraas.

a Kies; b und d Culturschicht von Schussenried; c diluvialer Kalktuff; e Torf; f Kies.

mit einem Haufwerke von Knochen abgeschlachteter Tiere und von Producten menschlicher Kunstfertigkeit die Culturschicht von Schussenried, welche augenscheinlich eine zum Anhäufen der Abfälle der Küche und des täglichen Lebens benutzte Grube in dem darunter liegenden Kiese *a* ausfüllt und eine Ausdehnung von etwa 40 Quadratrußen und eine Tiefe von 1 bis 2 m besitzt. Mit dem arktischen Charakter der genannten, wohl erhaltenen Moose stimmt der Charakter der tierischen Reste. Weit aus alle übrigen an Menge übertreffend ist das Renntier, während von anderen Hirschen keine Spur vorhanden ist, so wenig wie heute der Edelhirsch mit dem Renntier je zusammen vorkommt. Neben letzterem haben sich bei Schussenried gefunden: Skeletteile des Pferdes, des Vielfraßes (*Gulo spelaeus*), eines nordischen Bären (*Ursus arctos*), des Wolfes, des Eisfuchses und Goldfuchses, des Hasen, des Singschwanes und mehrerer Moorenten. Alles besitzt einen hochnordischen Typus und weist darauf hin, dass zur Zeit der Anhäufung jener Kehrrichtmasse ein Klima geherrscht hat, welches heute unter dem 70. Grad nördl. Breite beginnt und in unseren Breiten an der Grenze des ewigen Schnees und Eises herrscht, dass, mit anderen Worten, die jene Culturschicht bildenden Abfälle aus der Eiszeit stammen. Auch der Mensch lebte damals bereits in jenen Gegenden. Wurden auch noch keine Skeletteile desselben gefunden, so zeigen sich doch Spuren seiner Thätigkeit in den aufgeschlagenen Markröhren und Schädeln der Renntiere und Pferde, in den bearbeiteten Geweihen der ersteren, in den Werkzeugen von Flint, in den vom Feuer geschwärzten Schiefer- und Sandsteinplatten, welche die Stelle der Schüsseln und Pfannen vertraten, in den hölzernen und heinernen Nadeln, in den Knollen von roter Farbe, wie sie

augenscheinlich zum Bemalen des Körpers benutzt wurden. Der Schwaben zur Eiszeit bewohnende Mensch stand auf einer noch sehr niederen Culturstufe, war ihm doch die Benutzung von Metallen noch durchaus ebenso fremd, wie die Töpferei.

Ebenso instructiv wie die Aufschlüsse von Schussenried sind die von Fraas gemachten Funde im Hohlefels im schwäbischen Achthal. Dem Modergrunde dieser Höhle entstammen Feuersteinmesser der ältesten, rohesten Form, an der Wurzel durchbohrte Schneidezähne des Renntieres und des Pferdes, Bärenskelete, zugespitzte Renntiergeweihe, Skeletteile von Elefanten, Rhinoceros, Renntieren, Antilopen und gewaltigen Katzen, welche letztere den Königstiger um $\frac{1}{3}$ seiner Größe übertreffen. Augenscheinlich war die Jagd der Mittelpunkt des Lebens der alten Höhlenbewohner, das Ziel ihrer Jagd aber der Bär und zwar der echte *Ursus spelaeus*. Die Skeletteile dieses über 3 m langen Höhlenbären liefern nun den interessanten Beweis, dass derselbe von Menschen erschlagen und zerlegt wurde. Der Schädel ist stets mit Gewalt zerklopft, der Unterkiefer herausgenommen und als axtartiges Werkzeug benutzt, die markhaltigen Röhrenknochen sind geöffnet, die Wirbel entzwei geschlagen und schließlich sind die Rippen mit großer Sorgfalt zu Pfeilspitzen gespalten. Um die Bärenkiefer zu kurzen, fasslichen Instrumenten und Handwaffen umzugestalten, wurde der aufsteigende Ast derselben weggeschlagen und so eine bequeme Handhabe hergestellt, während der spitze Eckzahn, dessen Eindrücke man in vielen anderen damit bearbeiteten Knochen wiedererkennt, als eigentliche Axt diente. Auch hier liegen also die untrüglichen Beweise des Zusammenlebens des Menschen und der Fauna der Glacialzeit vor.

Zu ähnlichen Resultaten haben nach Zittel und von Dechen die Ausgrabungen in der Räuberhöhle unfern Regensburg und in der Balver Höhle auf der rechten Seite der Hönne geführt. Dort fanden sich in den zum Teil humusreichen, zum Teil mit Kalk- und Sandsteingerollen gemengten Lehmsschichten, welche den Boden der Höhle bedeckten, neben Resten von *Equus*, *Sus*, *Mustela*, *Castor*, *Rangifer*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Ursus spelaeus*, *Hyaena spelaea*, *Felis spelaea* Bruchstücke roh gearbeiteten Töpfergeschirres, bearbeitete oder verkohlte Knochen- oder Geweihstücke, rohe Werkzeuge aus Kieselschiefer und Feuerstein, bearbeitete Stücke von Kieselschiefer und Sandstein und endlich Holzkohlen.

In Norddeutschland lieferten die interglacialen (Rixdorfer) Kiese bei Berlin S. 724 eine von Menschenhand bearbeitete Pferde-Scapula Dames. Aus der Gegend von Wolfenbüttel wies Nehring Feuersteininstrumente und Holzkohlenstückchen neben Skeletteilen des Lemming, Pfeifhasen, *Rhinoceros*, *Elephas*, *Hyaena spelaea*, *Felis spelaea* u. a. nach. Viele der größeren Röhrenknochen und der Schädel zeigten sich gewaltsam

zertrümmert*). Ganz ähnliche Resultate ergab die reiche Ausbeute der Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera, der Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz und vieler anderer Höhlen Deutschlands.

In Belgien sind von Dupont in der Umgegend von Namur und zwar in den felsigen Thalgebieten der Maas und ihrer Nebenflüsse gegen 60 Höhlen untersucht worden. Der Kies und Flussschlamm, welcher ihren Boden hoch bedeckte, enthielt außerordentlich zahlreiche, zum Teil von Menschenhand aufgeklappte Knochen des Höhlenbären, der Höhlenhyäne, des Renntiers, des Mammuts, des Rhinoceros, des Ur und der Gemse, zugleich aber neben zwei menschlichen Skeleten sowie vereinzelt Teilen solcher etwa 24 000 behauene Feuersteinwerkzeuge.

Überraschende Proben der Kunstfertigkeit dieser Urbewohner Europas lieferte das Kessler Loch bei Thayngen unweit Schaffhausen, wo man in einer von Kalksinter bedeckten Culturschicht neben zahlreichen Renntierknochen und Feuersteinsplintern auf Rennhorn eingeritzte Zeichnungen von Renntieren und Pferden, sowie Hornschnitzereien auffand, welche die Köpfe des Moschusochsen und des Pferdes darstellen (L. Rütimayer). Auch am Schweizerbild bei Schaffhausen entdeckte J. Nüesch neben zerschlagenen und angekohlten Knochen des Renntieres, Höhlenbären und Diluvialpferdes, sowie außer mannigfachen Feuerstein-, Knochen- und Hornartefacten auf Knochen- und Kalksteinplatten eingeritzte Zeichnungen des Renntieres, des Mammuts und des Pferdes**).

Ganz ähnliche Kunstproductionen zeigt eine Elfenbeinplatte, welche im Perigord an der Dordogne gefunden wurde (Fig. 607). Auf ihr sind



Fig. 607. Elfenbeinstück mit Zeichnung eines Mammut.

auf das unverkennbarste mehrere Mammute in vollem Laufe dargestellt; die krummen Stoßzähne und kleinen Ohren, wodurch das Mammut vom Elefanten abweicht, sind getreu wiedergegeben, ebenso die auffallend langen Mähnen, welche am Halse und Bauche bis zu den Knien herabbingen. Auch die Funde von mit Knochen von Flusspferden, Mammuten und Nashörnern

*) A. Nehring. Die quart. Faunen von Thiede und Westeregeln. Braunschweig 1878. — Derselbe. Verhandl. d. k. k. Reichsanst. 1880. Nr. 42. S. 209.

**) Neue Denkschr. d. allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. B. XXXV. 1897.

vergesellschafteten rohen Feuersteininstrumenten und Stücken von Holzkohle in diluvialen Löß-, Lehm- und Kiesablagerungen, wie sie aus Mähren, aus dem Rhein-, Somme- und Eurethal, aus Suffolk u. a. O. bekannt geworden sind, weisen auf die Gleichzeitigkeit der Existenz der Diluvialtiere und des Menschen hin.

Wie gesagt, sind Skeletteile des Menschen fast in keiner der oben kurz beschriebenen Knochenhöhlen gefunden, in den meisten Fällen sind es nur die Spuren menschlicher Thätigkeit, welche beweisen, dass der Mensch bereits in jenen grauen Zeiten gelebt hat. Andere Aufschlusspunkte liefern jedoch auch die sonst vermissten menschlichen Skeletteile selbst. So stammen aus dem Kalktuff von Taubach bei Weimar und zwar aus der Stufe des *Elephas antiquus* zwei menschliche Backenzähne (Nehring). Ferner fand man bei Abbeville in der Picardie neben roh geschlagenen Feuersteinen und bearbeiteten Rhinocerosknochen einen Unterkiefer und mehrere Knochen des Menschen, bei Aurignac in der Haute Garonne neben aufgeschlagenen Renntier-, Rhinoceros- und Riesenhirschknochen 47 der Wissenschaft leider wieder verloren gegangene menschliche Skelete, im Neanderthal einen Schädel, in Höhlen bei Lüttich und im Löß von Egisheim bei Colmar Schädelfragmente, ferner im Département de la Dordogne Skeletteile von wenigstens fünf Individuen, — jedoch sind alle diese Funde zu fragmentar und vereinzelt, um allgemeine Folgerungen auf den anatomischen Bau der Bewohner Europas während der diluvialen Zeit zu gestatten. Nur auf ihre Lebensweise können wir schließen. Jene ältesten nachweisbaren Menschen waren Nomaden und Höhlenbewohner auf der denkbar niedrigsten Stufe der Cultur, die Benutzung der Metalle war ihnen durchaus, die Töpferei zum größten Teile vollkommen unbekannt, ihre Werkzeuge und Waffen waren roh behauene Feuersteine und grob bearbeitete Knochen, an Stelle aus Thon gefertigter Kochgefäße bedienten sie sich der Schiefer- und Sandsteinplatten, Ackerbau war ihnen noch fremd, allein Jagd verschaffte ihnen ihren Lebensunterhalt, welchen sie sich in gefährlichem Kampfe mit den gewaltigsten und reißendsten Vertretern der Tierwelt mit Waffen armseligster Art erringen mussten. Zugleich hatten sie einem weit kälteren Klima zu trotzen, als es heute in Centraleuropa heimisch ist.

Die Dauer dieser älteren Steinzeit muss eine außerordentliche gewesen sein, denn bis zum Beginne der jüngeren Steinzeit, mit einer der heutigen so nahestehenden Tier- und Pflanzenwelt haben sich die klimatischen Verhältnisse und mit ihnen die Bewohner der alten Continente umgestaltet und sind wesentlich die der Jetztzeit geworden.

Die Gesteinsablagerungen, welche sich seit dem Verschwinden der diluvialen Tierwelt gebildet haben, werden als **Alluvium** oder **recente Bildungen** bezeichnet. Sie sind der Gegenstand früherer Betrachtungen gewesen, so die Producte der Thätigkeit des Wassers und des Eises auf

S. 191, 236, 253 u. f., des Vulkanismus auf S. 126 u. f., des Windes auf S. 260, des organischen Lebens auf S. 269 u. f. Zu ihnen gesellen sich die Spuren menschlicher Eingriffe in das Walten der Naturkräfte und mehren sich in demselben Maße wie die geistigen und mechanischen Hilfsmittel ihrer Urheber. Denn war die Mannigfaltigkeit der organischen Natur, der Formenreichtum der Faunen und Floren eine notwendige Folge der Summierung von Resultaten aller früheren Einzelvorgänge, so gilt dasselbe von der Vielseitigkeit der geistigen Functionen des Menschen. Unter dem Einflusse der sich allmählich häufenden Eindrücke, Erfahrungen, Errungenschaften und Erfindungen ward aus dem Geschlechte der Mammut-, Renntier- und Höhlenbärenzeit der Mensch, der sich die Erde unterthan macht.

REGISTER.

A.

- Aachen, sein Kohlenbecken 469, 482, seine Bleiglanzgänge 485, sein Kreidegebiet 646, Aachener Sand 646.
 Aalenien 587.
 Aargletscher 728.
 Abbiegung der Schichten 330.
 Abietites Linki 624.
 Abkühlung der Erde 44, 124, 455, 472, 473, 484.
 Ablation 249.
 Ablenkung der Falten 175.
 Abplattung der Erde 5.
 Abrasion 243.
 Abraumsalze, ihre Ablagerung 305, im Zechstein 505, 507, im Tertiär 700.
 Absätze aus heißen Quellen 458, unterirdische aus Mineralsolutionen, in Drusen und Blasenräumen 210, 346, in Spalten 244, in Höhlen 213, aus Quellen 245, 246, von seiten fließender Gewässer 236, aus dem Meer 242, terrigene 243, 304, 308.
 Absenkung der Schichten 329, 330.
 Absonderungsformen der Eruptivgesteine 453, 343, prismatische, säulenförmige 453, 294, 343, polyedrische 294, 343, plattige 458, 344, kugelige 344.
 Abstammung der Erde 6, 370.
 Abstammungstheorie 354.
 Acadian-Group 402, 405.
 Acanthicus-Schichten 600.
 Acanthoceras 618, Mantelli 632, Milletianum 628, Rhotomagense 632, Woolgari 632.
 Acanthocladia 503.
 Acanthodes gracilis 492, 510.
 Acanthostoma vorax 494.
 Accumulate, lose 24, 108, Strukturverhältnisse 24, Entstehung 303.
 Accumulationsterrassen 239.
 Accumulierende Zersetzung 204.
 Acer in der Kreide 615, 632, im Miocän 702.
 Acervularia 408.
 Acidaspis 415, 416.
 Ackererde, ihre Entstehung 208.
 Acrochordiceras Damesi 528.
 Acrocidaris 589.
 Acrodus 528, 537.
 Acrolepis asper 502.
 Actaeonella 620, 639.
 Actinocamax 648, granulatus 637, plenus 638, quadratus 634, westfalicus 638.
 Actinocrinus 460.
 Actinodesma im Devon 432.
 Adinol 404, als Contactgebilde 300, im Culm 474.
 Adnether Schichten 578.
 Aeglina 416.
 Aegoceras planorbis, angulatum, capricornum 574.
 Äolische Bildungen 347, — Thätigkeit 260.
 Äquatoriale Juraprovinz 603, 609.
 Ären, geologische 364.
 Ätna 127, 128, 134, 446—448, 454.
 Aëtosaurus ferratus 537, 540.
 Agathiceras 513.
 Agelacrinus Rhenanus 430.
 Agnostus 398.
 Aktinolith als Contactmineral 296.
 Aktinolithschiefer 46, 384.
 Alabaster 38.
 Alactaja jaculus 744.
 Alaunschiefer, petr. Beschr. 419, im Cambrium 402, 403, im Silur 406.
 Alaunstein 422, als vulkanisches Product 442.
 Alaunthon 416, 684, 704.
 Albaner Gebirge 433.
 Albertia elliptica 521.
 Albertit-Gang 486.

Albien 630.
 Albit-Muscovitgneiß 98.
 Albitphyllit 405.
 Albitporphyroid 402.
 Alethopteris im Carbon 454, im Rotliegenden 490.
 Algen, Gesteine bildend 266, 273.
 Algenkalke 308.
 Algonkische Formation, Algonkium 368, 392, 393.
 Alleghanies, ein Faltengebirge 472, 474.
 Allgäuschichten 578.
 Allochthone Entstehung der Kohlenflötze 479.
 Allodon 644.
 Allorisma 432.
 Allothigene Gesteine 22.
 Allotriomorphe Gesteinsbestandteile 290.
 Alluvionen, ihre Entstehung 236—244.
 Alluvium 366, 750.
 Alnus in der Kreide 632, im Oligocän 677, 685.
 Alpengebirge, seine Entstehung 474, seine Abtragung 233, sein Alter 336.
 Alpengletscher 35, 246, 252, 727—729.
 Alpengranit 60.
 Alpine Trias 549, 555, Juraprovinz 603, Tithon 597, Glacialgebiet 727.
 Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge 334, 336, der Eruptivgesteine 335, der Formationen 364.
 Altquartäre Gebilde 366.
 Alttertiär 366, 664.
 Altvulkanische Gesteine 286, 288, 424.
 Aluminitsand 686.
 Alunit 422, 682.
 Alveolites suborbicularis 430.
 Amaltheenthon 575, 577.
 Amaltheus margaritatus 574.
 Amblypoda 673.
 Amblypterus im Carbon 462, macropterus im Rotliegenden 492.
 Ambonychia im Silur 442.
 Amethyst 88, in Blasenräumen 240.
 Ammoniakgas, den Vulk. entströmend 284.
 Ammonitenkalke, rote 578.
 Ammonites, permisch 545, triadisch 522, im Muschelkalk 528, im Keuper 550, jurassisch 564, liasisch 568, im Dogger 580, im Malm 590, in der Kreide 617; A. amaltheus 574, 580, amblygonius 629, angulatus 570, 577, antecedens 528, asterianus 624, auritus 628, bidorsatus 637, bifrons 574, bimammatus 593, brevispina 577, Buchi 528, 534, Bucklandi 570, capricornus 574, Carteroni 629, coesfeldensis 636, 637, cognatus 528, 534, communis 574, cordatus 593, costatus 574, Damesi 528, 534, Davoei 576, 577, Deshayesii 628, Dux 528, 534, enodis 534, fimbriatus 574, gigantogaleatus 559, gigas 593, Schichten dess. 603, heterophyllus 574, Humphriesianus 583, inflatus 628,

jurensis 574, lythensis 574, macrocephalus 584, Malbosi 629, Mantelli 632, Margae 636, 638, Martini 628, Mayorianus 628, Milletianus 628, Murchisonae 582, nevadanus 640, nesus 628, nodosoides 632, 638, nodosus 528, 534, noricus 624, 629, obtusus 576, opalinus, occitanus 582, 629, ornatus 584, osterianus 629, Ottonis 528, 534, Parkinsoni 584, 586, parma 559, peramplus 632, 639, 642, perarmatus 593, planorbis 570, 578, polyplocus 593, psilonotus 570, ptychoicus 598, radiatus 624, raricostatus 570, rhotomagensis 632, 638, 639, semipartitus 528, 534, serpentinus 574, Sowerbyi 583, Stobbaei 636, Strombecki 528, 534, tardefurcatus 628, Taylori 577, tenuilobatus, tenuis 528, texanus 636, 638, torulosus 582, transitorius 598, transversarius 593, 598, tricarinatus 636, 638, 666, varians 638, 639, venustus 628, Walcotti 574, Wittekindi 637, Woolgari 632, 638.
 Ammonitico rosso 600.
 Amorphe Structur 24.
 Amphibien, die ersten, im Carbon 464.
 Amphibolgneiß 98.
 Amphibolit 46, 406, 376, als Contactgebilde 298, 299, in der archaischen Formation 376, 384, 386.
 Amphibolpikrit 96.
 Amphibolschiefer, gebänderte 407, ihre Entstehung 480.
 Amphicyon 705.
 Amphilestes 584.
 Amphilogitschiefer, petrogr. Beschr. 404.
 Amphisile 678.
 Amphistegina Haueri 697, 698.
 Amphitherium 584.
 Amphoracrinus 460.
 Amplexus 430, coralloides 459.
 Amygdaloidische Structur 24.
 Amynodon 673.
 Analcim, in Blasenräumen 240, 244, auf Gängen 242.
 Anamesit, petrogr. Beschr. 89, 94.
 Ananchytes 616, ovata 636.
 Anarcestes 432, subnautilus, cancellatus 439.
 Anarosaurus 529.
 Anchisaurus 547.
 Anchitherium 694, 692.
 Ancillaria Karsteni 687, glandiformis 697.
 Ancodus 675.
 Ancyloceras 648, gigas, Bowerbanki, Ewaldi, Hillsi, Matheronianum 628.
 Ancyloceras-Schichten 630.
 Ancyclus fluviatilis 724.
 Ancylusschichten 724.
 Andalusit, Andalusitglimmerfels, Andalusitglimmerschiefer, Andalusitbiotitschiefer 404, als Contactgebilde 297, 298.
 Andalusitgneiß 98.

- Andalusithornfels, als Contactgestein 297, 298, 300.
 Andauer der Mineralgänge 349.
 Andesit, petrogr. Beschr. 78, seine Entstehung 288, im Tertiär 707.
 Andesitkegel 454.
 Andrarum-Kalk 402, 403.
 Andreasberg 448.
 Andrias Scheuchzeri 702.
 Angiosperme Dicotyledonen, die ersten, 615, 626, 632, 689.
 Angoumien 639, 643.
 Angulatenschichten 576, 577.
 Anhydrit 39, in Gyps umgewandelt 39, 200, Ablagerung desselben 305, im Carbon 454, im Zechstein 507, im Muschelkalk 525, 534, 532, im Keuper 535, 539, im Tertiär 698.
 Anhydritgruppe 534, 532.
 Anhydritregion 507.
 Anisische Stufe der Trias 552.
 Annularia im Devon 429, im Carbon 452, stellata, im Rotliegenden 490.
 Anodonta cygnea 720, Daubréana 678, postera 540.
 Anomodontia 549.
 Anomopteris Mougeoti 524, 523.
 Anomozamites 644.
 Anoplophora lettica 536.
 Anoplophorensandstein 539.
 Anoplotherium 664, 675, 679.
 Anthophyllit, als Contactmineral 296.
 Anthophyllitschiefer als Contactgebilde 298.
 Anthracit 52, Entstehung 275, 278, durch Contactmetamorphose 276, 293, im Silur 407, im Carbon 451, 476.
 Anthracosaurus 464.
 Anthracosia, im Carbon 462, im Rotliegenden 492.
 Anthracotherium 664, 678, 699, magnum 696.
 Antiklinale, Antiklinaler Schichtenbau, Antiklinallinie 325.
 Antiklinalthal 229.
 Antilope saiga 744.
 Aphanit 22, 86.
 Aphyllites 439.
 Apiocrinus 589, Royassianus 593.
 Aplit 60, 294.
 Apocynophyllum neriifolium 683.
 Apophyllit in Blasenräumen 240, 244, auf Gängen 212.
 Apophysen 286, 287, 338, 339.
 Aporoxylon 429.
 Aporrhais speciosa 685.
 Appalachisches Kohlenfeld 476, 483.
 Aptien 626, 629, 630.
 Aptychenschichten 587.
 Aptychus 590.
 Aquitanische Stufe 677.
 Arachnoiden in d. Kohle 463, im Bernstein 685.
 Aragonit in Blasenräumen 240, in Höhlen 244.
 Araucarioxylon im Devon 429, im Carbon 458, im Rotliegenden 494, im Keuper. thuringicum 540.
 Araucarites peregrinus im Lias 567.
 Arca appendiculata 683, striata 503. Schmidi 528, diluvii 704, Speyeri 687.
 Arcestes gigantogaleatus 559.
 Archaische Formationen 364, 369, 373, 386, ihre Entstehungsweise 342.
 Archaeocalamites radiatus 452.
 Archaeocidaris 464.
 Archaeocyathus 400.
 Archaeopteris 455.
 Archaeopteryx macrura im Malm 593, 597.
 Archasterias 430.
 Archegosaurus Decheni, latirostris 493, 494.
 Archimedes-Kalke 477.
 Archimedes reversa 477.
 Architectonische Geologie 2, 348.
 Arctocyon 668.
 Arctomys bobac 744, marmotta 739.
 Arcuatenkalk 566.
 Arenicolites 400.
 Arenigstufe, -gruppe 447, -sandstein 425.
 Arethusina 446.
 Arietenschichten 576, 577.
 Arietites Bucklandi, raricostatus 570.
 Aristodesmus Rüttimeyeri 622.
 Arkose, petrogr. Beschr. 442, im Rotliegenden 492.
 Arktische Diluvialfauna 719, 723, 725, 726, 740.
 Armorikanischer Sandstein 425, -Gebirgszug 484.
 Artesische Brunnen, Temperaturmessungen in dens. 8, Entstehung derselben 224.
 Artinskische Stufe 543.
 Arve-Gletscher 728.
 Arvicola gregalis, ratticeps 744.
 Asaphus 444, 446, -schiefer 425.
 Åsar 722.
 Aschaffit 77.
 Asche, vulkanische, petrogr. Beschr. 409, Entstehung 429, 445, 456, ihr Transport durch Winde 446, 260, dolomitische 200, im Zechstein 504.
 Aschenkegel 429.
 Aschenregen 444, 446.
 Ascoceras im Silur 443.
 Asphalt 54, seine Bildung 202, in Gängen 347, in d. Gneißformation 378, im Carbon 486, im Malm 589, in der Kreide 347, 655, im Oligocän 678.
 Aspidoceras perarmatum 593, 600, acanthicum 597, cyclotum 600.
 Aspidorhynchus im Malm 597.
 Aspidosoma 430.
 Aspidura im Muschelkalk, scutellata 528, 530.
 Asplenites Roesserti 579.

Astarte, silurisch 442, im Dogger 585, im Oligocän, Bosqueti 683, anus 704, borealis 703, 749, 727, pulla 586, Rosthorni 558, Voltzi 582, 585.
 Astartenbank im Dogger 585, -kalk 600.
 Astartien 600.
 Asterocalamites 452, 465.
 Asterolepis 437.
 Asterophyllites im Devon 429, im Carbon 452, im Rotliegenden, radiiformis 490.
 Asterotheca 454.
 Astraeospongia meniscus 408.
 Astrocoenia 646.
 Astylospongia praemorsa 407.
 Asymmetrischer Bau d. Faltengebirge 474.
 Athyris concentrica 432.
 Atlantosaurus 592, 644, -beds 644, 626.
 Atmosphäre, als Umhüllung der Erde 44, als geologisches Agens 494, 260.
 Atolls 467, 468, 274.
 Atractites im Keuper 550.
 Atrio del Cavallo 432, 434.
 Atrium der Vulkane 432, 434.
 Atrypa 440, reticularis 444.
 Aturia zickzack 666.
 Aucella im Jura 640, in der Kreide 652, Hausmanni 504, gryphaeoides 626, Kayserlingi, volgensis 629.
 Auerochs 744.
 Auf dem Kopf Stehen der Schichten 323.
 Auflagerung, deckenförmige, schollenförmige 334.
 Auflösung als hydrochemischer Process 495, 497, 209.
 Aufrecht stehende Stämme im Carbon 478, im Purbeck 599, im Oligocän 684.
 Aufrichtung der Schichten 322, 323.
 Aufschüttungskegel 426, 429, 430, 432, 446.
 Augengneiß 97.
 Augit, seine Zersetzung 206, als Contact-mineral 295, 296.
 Augitamphibolit 384.
 Augitandesit 79.
 Augitdiorit 76, 294.
 Augitgneiß 98, 375.
 Augitgranitit 59.
 Augithornblendeschiefer als Contactgebilde 298.
 Augitporphyr in der alp. Trias 564, -porphyr 87, 288.
 Augitschiefer, petr. Beschr. 47.
 Augitsyenit 70, 294, seine Contactmetamorphose 295, in der alpinen Trias 564.
 Augitsyenitporphyr 74.
 Augitrachyt 72.
 Augitvogesit 74.
 Aulacoceras im Keuper 550.
 Aulocopium aurantium 408.
 Aulopora repens 430.
 Ausbrüche, vulkanische 424—449, 484.
 Ausgangspunkt der Erdbeben 486.
 Ausgehendes 320.

Auskeilen der Schichten 320, 322, der Gänge 350.
 Auskeilende Wechsellagerung 322.
 Auslaugung der Gesteine 457, 458, 493, 209—245.
 Auslaugungsbeben 489, 493, 220.
 Auslenkung der Gänge 350.
 Ausquetschung eines Faltenschenkels 327, 330.
 Austernbänke 720, 724.
 Auswürflinge, vulkanische 409, 434, 436, 443—450, ihre Entstehung 342.
 Authigene Gesteine 22.
 Autochthone Entstehung der Kohlenflötze 478, der Braunkohlenflötze 684.
 Automorphe Gesteinsbestandteile 294.
 Auvergne 430, 744.
 Avicula, silurisch 442, dyadisch 504, triadisch 536, jurassisch 577, cretaceisch 624, 626, 628; A. aptiensis 628, Clarai 553, contorta 536, 544, 545, 550, 560, cygnipes 577, echinata 584, gryphaeoides 626, macroptera 624, speluncaria 503, 544.
 Avicula contorta-Zone 544, 545, 550, 560.
 Aviculopecten im Devon 432, im Carbon 462.
 Axiale Erdbeben 485.
 Axinus obtusus 685.
 Aymestrykalkstein 447.
 Azoische Formation 372.

B.

Bacchus Marsh-Conglomerat im Carbon 487.
 Bacillarienerde 266.
 Backkohle 54.
 Bakterien 267, 269.
 Bactrites carinatus 439.
 Baculitenkalk 639.
 Baculites 648, anceps 636, Faujasi 636.
 Badener Tegel 698.
 Bad Lands 673.
 Bänderthon 749, 725.
 Bänderung des Gletschereises 35, 178, 248.
 Bänke, ihre Bildung 320.
 Bagshot-sand 666.
 Baiera 624.
 Bajocien 586, 587.
 Bairdienkalke, -schichten 540.
 Bajuvarische Trias 552.
 Baku, seine brennenden Gasquellen 278.
 Bala beds 447, -sandstein 425.
 Balatonites Ottonis 528.
 Baltische Kreide 648, -Endmoräne 724, 725.
 Balver Höhle 748.
 Banatit 77.
 Bandartige Gangstructur 347.
 Bandjaspis 420.
 Bandstructur des Gletschereises 35.
 Baphetes 464.
 Barranco 433, 434.

- Barre der Flüsse 244.
 Barrémien 629, 630.
 Barren Coal-measures 542.
 Barrierriff, seine Bildung 467, 274.
 Bartonthon 667.
 Barytische Bleigänge 388.
 Basal Series 405.
 Basalt, petrogr. Beschr. 89, Zersetzung des-
 selben 208, Mandelbildung 240, seine
 Eruption 454, 288, seine Contactmeta-
 morphosen 292, 293, im Tertiär 707,
 709.
 Basaltconglomerate 422, 709, 744.
 Basaltdecken, -gänge 94, 453, 344, 709.
 Basaltglas 95.
 Basaltjaspis 447.
 Basaltkegel 454, 288, im Tertiär 709.
 Basaltlava 94, 93, 94, 95, 292, 293.
 Basaltmandelstein 94, seine Bildung 240.
 Basaltobsidian 95.
 Basaltsäulen, gegliederte 343, 344.
 Basalttuff 422.
 Basaltwacke, ihre Bildung 208.
 Basanit 89, 95.
 Bassinförmige Einlagerung 329, b. Schich-
 tenlagerung 334.
 Bath Oolites 587.
 Bathian 586.
 Bathonien 586, 587.
 Baumannshöhle 736.
 Bauschanalysen 26.
 Bayus 244.
 Beaufort-Schichten 487.
 Becken, erzgebirgisches 496, von Mainz
 692, von Wien 696, 699, von Paris 645,
 667, 675.
 Beckenförmige Schichtenlagerung 329.
 Becksia Soekelandi 636, 637.
 Beehive-Geysir 460, 464.
 Belemnitella 618, mucronata, quadrata 634,
 639.
 Belemnitenkreide 637, 639.
 Belemnites, triadisch 550, jurassisch 564,
 im Lias 568, im Dogger 580, im Malm
 590, in der Kreide 647; *B. acuarius* 574,
brunsvicensis 628, 630, *canaliculatus* 584,
digitalis 574, *Ewaldi* 628, 630, *giganteus*
 583, *hastatus* 593, *jaculum* 624, 629, 630, *la-*
tus 629, *minus* 628, 630, *paxillosus* 574,
pistilliformis, 624, 629, 630, *plenus* 639,
Strombecki 628, 630, *subhastatus* 584,
subquadratus 624, 629.
 Belgrandia marginata 735.
 Bellerophon, cambrisch 400, silurisch 442,
 devonisch 432, carbonisch, *bicarenus* 462,
 triadisch, *nautilus* 555.
 Bellerophonkalke 544.
 Beloceras multilobatum 434.
 Belodon Kapffi 537, 544, 593, 598.
 Belonite in glasigen Gesteinen 32.
 Belonosphärite 62.
 Beloteuthis 574.
 Belvedereschotter 699.
 Bembridge Series 673.
 Beneckeia Buchi, tenuis 522.
 Berggebiet der Flüsse 234.
 Bergkalk s. Kohlenkalk.
 Bergkrystall in Höhlen 244.
 Bergmehl 46.
 Bergrutsche, -schlipfe, -stürze 484, 283.
 Bergteer 53.
 Bernstein, Bernsteinerde 684, 685.
 Bernsteinfichte 685.
 Bernsteinführendes Oligocän des Samlandes
 684.
 Berriasstufe 629, Berriasien 630.
 Bestandteile der Gesteine, accessorische
 20, wesentliche 48, Bestimmung ders.
 25; eruptiver Gesteine, xeno-, allotrio-
 morphe 290, auto-, idiomorphe 294.
 Besteg 349.
 Betula 677, 683, nana 720, 727, 735.
 Beuteltierreste, in der Trias 537, 544,
 545, 547, 549, im Jura 565, 644, im Dog-
 ger 584, 584, im Malm 593, im Purbeck
 598, in der Kreide 649, im Oligocän 673,
 676, im Diluvium Australiens 745.
 Beyrichia 400, im Silur 445.
 Biancone 646.
 Biber, seine Thätigkeit 266.
 Bicrenatusschichten 563.
 Biagsamkeit der Gesteinsschichten 476.
 Bifurcatenschicht 585.
 Bildhauersandstein 650.
 Bimammatusschichten 600.
 Bimsstein 69, 96.
 Bimssteinconglomerat, -tuff 422, 708.
 Bimssteingerölle, -sand 409.
 Binneneis 246.
 Biotit als Contactmineral 296.
 Biotitamphibolit 376, 384.
 Biotitgneiß 98, 375.
 Biotitgranit 59.
 Biotitgranulit 400.
 Biotitschiefer 403.
 Biotitsyenit 70.
 Biotittrachyt 72.
 Birdseyekalk 423, 425.
 Bison priscus 740.
 Bithynia tentaculata 720, 724, 725.
 Bitumen als Reductionsmittel 269, in den
 Kohlen 276, im Gneiß 377, im Zechstein
 504, im Kalkstein des Malm 569.
 Bituminöser Gneiß 377, Kalkstein, 44, 377,
 589, Mergelschiefer 40, 504, Schieferthon
 486, Thon 446.
 Blackband, petrogr. Beschr. 44.
 Blackriverkalk 423, 425.
 Blätterige Structur 23.
 Blättermergel 577, -sandstein 678, 702, von
 Münzenberg 694, -molasse 702.
 Blasenräume 22, Ausfüllung derselben
 210.
 Blasige Structur 24, ihre Entstehung 449.
 Blastoideen des Devons 430, der Kohlen-
 formation 459.

- Blattersteinschiefer, petrogr. Beschr. 424, im Devon 447.
- Blattina im Rotliegenden 492.
- Blaubänderstructur 246.
- Bleichsande 740.
- Bleichung, der Brandschiefer 202, der Asphalkalksteine im Malm 589, im Oligocän 678.
- Bleierzdistricte, -gänge des Erzgebirges 388, am oberen Mississippi 244, 423, des Oberharzes 483, 484, von Aachen 485, von Commern 521, von Oberschlesien 526, von Wiesloch 527.
- Bleiglanz, seine Zersetzung 202, in Höhlen 214, im Silur 423, in der Steinkohle 267.
- Bleiglanzbank im Keuper 339.
- Blocklava 449.
- Blocklehm 417, 255, 716.
- Blöcke, erratische, nordische 109, 717, vulkanische 109, exotische 672.
- Blue ground 339.
- Bobac 741.
- Bocca 440.
- Böhmische Silurmulde 420.
- Böhmisches Mittelgebirge 710.
- Bogdo-See, seine Salzabscheidung 307.
- Bogentrümer 330.
- Bohnerz, petrogr. Beschr. 49, -Formation 678.
- Bohrlöcher, geothermische Messungen in dens. 8, von Speerenberg und Schladebach 9.
- Bohrmuscheln in den Ruinen des Serapistempels 165, gesteinerstörend 266.
- Bojische Gneißformation 379.
- Bokuper Sandstein 701.
- Boldérien 701.
- Bomben, petrogr. Beschr. 109, Entstehung 443, 455.
- Bonebed, petrogr. Beschr. 414, seine Bildung 309, silurisches 415, 417, triadisches 539, 541, 545, 546.
- Boracit im Gyps 38.
- Boreale Juraprovinz 604, 610.
- Borkholmsche Schichten 425.
- Borsäure als vulkan. Product 441, 442.
- Bos primigenius 720, 724, 735, 739, 740.
- Boulder clay 726, 733.
- Bourdie-House-Kalk 468.
- Bourgueticrinus ellipticus 636.
- Bovey-Tracey 675.
- Bracheux, Sand von 668.
- Brachiopodenkalk in der alpinen Trias 554, im Dogger 588, -schiefer im Silur 449, 423, im Devon 439.
- Brackleshamsand 666.
- Brackwasserbildungen 244.
- Bradford clay 587.
- Brahmanische Stufe der Trias 552.
- Brahmatherium 705.
- Branchiosaurus amblystomus 494, petrolei 493, umbrosus 494.
- Brancoceras 463.
- Brandschiefer 53, 418, ihre Bleichung 202, im Rotliegenden 489, im Lias 566.
- Brandung, Brandungsterrassen 242.
- Brasenia 720.
- Brauneisenerz, siehe Brauneisenstein.
- Brauneisenstein, petrogr. Beschr. 44, 48, seine Bildung 200, 204, 213, 345, sein Absatz aus Quellen 246, Auftreten im Silur 407, im Devon 447, im Zechstein 509, im Muschelkalk 527, im Lias 567, im Dogger 579, in der Kreide 644, im Oligocän 678.
- Brauner Jura 367, 578.
- Braunerze des Rammelsberges 429.
- Braunkohle, petrogr. Beschr. 50, ihre Umwandlung durch Basalt 453, 276, 293, 710, Entstehung 275, 278, im Oligocän 675, 677, 680, 688, 695, im Miocän 684, 686, 688, 695, 704.
- Braunkohlenformation im Oligocän 675, 677, norddeutsche 680, untere 674, 684, 684, 686, 688, obere 684, 686, 688, 704.
- Braunkohlenquarzit 680.
- Braunkohlensand 680, 681, 682, 686.
- Braunkohlensandstein 680, 682.
- Brauns'sche Flüssigkeit 26.
- Breccien, Structurverhältnis 24, 348, Gesteinsklasse 444, Entstehung 303, diamantführende 339.
- Breccienartige Gangstructur 348.
- Brennung 292.
- Bridger Gruppe 673.
- Britisches Glacialgebiet 726.
- Brockenmergel 725.
- Bröckelschiefer 525.
- Brongniarti-Pläner 638, 634, -quader 643, 650.
- Bronteus 415, 434.
- Brontosaurus 592, 644.
- Brontozoom giganteum 547.
- Bronzitolivinfels 377.
- Bronzitserpentin 377.
- Bruchfelder, -zonen der Erdkruste 42, 47, 438, 472, 474, 480, 481.
- Bruchgebirge, ihre Entstehung 472, 481.
- Bruchlinien 44, als Träger von Vulkanen 438.
- Brucit als Contactmineral 295.
- Brüche durch Schichtenverwerfung 330.
- Brunnen, artesische 224, Temperaturmessungen in dens. 8.
- Bruxellien 664.
- Bryozoönriff im Zechstein 342, 505, -schichten 309, 634, 636, -kalke im Miocän 696.
- Buccinum bullatum 683, groenlandicum 723, reticulatum 720, 725.
- Buchensteiner Plattenkalk 552, -Schichten 554.
- Buchiceras 620, 639.
- Buchiola retrostriata 439, 446.
- Buchonit 95.
- Buchsweiler Kalk 678.
- Bucklandischichten 576.
- Buntsandstein 367, 549, alpiner 554.
- Burlington-Kalk 477.

C.

- Caerfai-Schichten 402, 403.
 Cainotherium 695.
 Calamarien 452.
 Calamites im Devon 429, im Carbon, cannae-
 formis, cruciatus, ramosus, Suckowi,
 transitionis 465, im Rotliegenden, gigas
 490.
 Calamophyllia 616.
 Calamopora 408, 459.
 Calamostachys 452.
 Calcaire de Visé, de Waulsort, de Tournay
 469, grossier 668, de Baucé 676.
 Calceola sandalina 430.
 Calceola-Kalke, -Mergel, -Schichten 488,
 440, 442, 446.
 Calciferous sandstone 423, 425, 466, 468.
 Caldera 434.
 Callianassa 618, antiqua 637.
 Callipteridium gigas 490.
 Callipteris conferta, Naumanni 490.
 Callovien 587.
 Calostylis 408.
 Calymene 415.
 Camarella 400.
 Camarophoria Schlotheimi 503, 504.
 Cambrium, cambrische Formation 368,
 397—406.
 Campanien 639, 643.
 Campilerschichten 554, 553.
 Camptonit 77, 294.
 Campylognathus im Lias 569.
 Cancellaria aperta, cancellata, evulsa, Rothi
 704.
 Candona 470.
 Canis lagopus 740, spelaeus 736.
 Capitosaurus nasutus 522.
 Caprina 616, 639, adversa 639.
 Caprotina 616, 620, ammonia 629, 645,
 Lonsdalei 645.
 Caprotinenkalk 617, 629, 630, 644, 645.
 Capulus im Silur 412.
 Caradoc beds 417, -Sandstein 425.
 Carbon 215, Carbonische Formation 368,
 449, verschiedene Facies und Gliederung
 ders. 467.
 Carbonate in heißen Quellen 458, in den
 Sickerwassern 203, 209—218, im Meere
 266, 267, ihre Bildung 458, 203, 209, 212,
 215.
 Carbonatgesteine 40.
 Carboniferous Limestone 468.
 Carbonische Eiszeit 486.
 Carcharodon angustidens 666, 702.
 Cardinia concinna 570.
 Cardinienschichten 539, 576.
 Cardioceras cordatum 593.
 Cardiola interrupta im Silur 412.
 Cardiolaschiefer im Obersilur 419, 425.
 Cardiopteris 455.
 Cardita crenata 556, Gümbeli 557, imbricata
 668, planicosta, sulcata 667.
 Carditaschichten 557.
 Cardium austriacum 560, cloacinum 541,
 560, edule 720, 723, 724, 725, Hausmanni
 683, obliquum 668, pectiniforme 646,
 porulosum 668.
 Carentonien 639, 643.
 Carinatenpläner, -quader 648, 650.
 Carnallit 37, Carnallitregion 507.
 Caryocystites 410.
 Caryophyllia caespitosa 704.
 Cassianella gryphaeata 556.
 Cassianer Schichten 555.
 Cassis cancellata 668.
 Catenipora 408.
 Catopterus 546.
 Catopygus carinatus 632, 638.
 Catskill-Sandstein-Gruppe 446.
 Cauda galli-Sandstein 446.
 Caulopteris 454, Voltzi 524.
 Cavernöse Structur 24.
 Cementschichten im Malm 604.
 Cenoman 367, 631, 638, 642.
 Cenomanien 639.
 Centralalpen 473.
 Centralmassive 474.
 Centrum der Erdbeben 485, 486.
 Cephalaspis im Silur 415, im Devon 435.
 Cephalopoden im Cambrium 400, im Silur
 440, 442, im Devon 432, im Carbon 461,
 im Perm 504, 513, in der Trias 528, 550,
 im Jura 564, 568, 580, 590, in der Kreide
 648.
 Cephalopodenkalk im Silur 418, 425, im
 Devon 440, 446.
 Ceratitenkalke im Muschelkalk 562.
 Ceratites antedecens 534, cassianus 554,
 nodosus 528, 536, 540, 554, Ottonis, semi-
 partitus 528, binodosus 554, trinodosus
 552, 554.
 Ceratodus im Rotliegenden 493, im Keuper
 537.
 Ceratosaurus im Jura 614.
 Cerithiensand, -kalk 694.
 Cerithienschichten 698.
 Cerithium angulosum 668, concavum 674,
 elegans 677, giganteum 667, 668, hexa-
 gonum, interruptum 668, laevum 683,
 lapidum 668, lignitarum 702, lima 720,
 margaritaceum 694, 696, 697, pictum
 698, plicatum 675, 677, 694, Rahti, sub-
 margaritaceum 694.
 Cernays, Säugetiere von 668.
 Cervus im Jungtertiär 693, im Diluvium
 720, C. alces 720, 744, dama 720, elaphus
 733, 735, euryceros 735, 744, tarandus
 720, 739.
 Chabasit in Blasenräumen 210, 211.
 Chaetetes 459.
 Chalcedon in Blasenräumen 210.
 Chama squamosa 667, calcarata 668, mon-
 strosa 683.
 Chamositschiefer 421, 425.
 Champlainformation 733.

- Charlottenhöhle 736.
 Chasmops im Silur 414.
 Chazy-Kalkstein 423, 425.
 Cheirurus im Silur 415, im Devon 434.
 Chelydosaurus Vransky 494.
 Chemische Untersuchung der Gesteine 26,
 chemische Thätigkeit des Wassers 194,
 195, chemische Prozesse, durch Sicker-
 wasser eingeleitet 194—217, chemische
 Niederschläge, Gesteine bildend 301.
 Chemnitzia Escheri, eximia, Rosthorni 557,
 scalata 528.
 Chemung-Gruppe 446.
 Chenopus pespelicani 702.
 Chester-Schiefer 477.
 Chistolithschiefer 105, als Contactgebilde
 296, 298, 299.
 Chico-Tejon-Gruppe 653.
 Chiemgletscher 729.
 Chilisalpeter 37.
 Chillesford beds 703.
 China, seine Kohlenfelder 476, sein Löß 264.
 Chirotherium, -fährten 522, 545.
 Chirotherium-Sandstein 524.
 Chlor absorbiert im Erdkern 156.
 Chlorcalcium als Sublimationsproduct 443,
 in Salzseen 305.
 Chlorit, seine Bildung 206, in Blasenräumen
 210.
 Chloritgesteine 36.
 Chloritgneiß 98, 375.
 Chloritoidphyllit 105, 383.
 Chloritoidschiefer 479.
 Chloritschiefer 47, 382.
 Chlorkalium im Meere 304, in Salzseen 305.
 Chlormagnesium im Meereswasser 248, 304,
 in Salzseen 305.
 Chlornatrium in Sickerwassern 197, 209,
 215, in Solquellen 215, 216, im Meer 248,
 304, in Salzseen 305, in Flüssigkeitsein-
 schlüssen 33, als Gestein 36; s. Steinsalz.
 Chloropitschiefer 424.
 Chlorüre in Lösungen 209, 215, 221.
 Chlorwasserstoff als vulkan. Product 444,
 442, im Erdinnern 156.
 Chondrites Bollensis 567, im Flysch 672.
 Chonetes im Silur 410, im Carbon 464.
 Chorzow, Kalk von 532.
 Chromeisenerz im Schillerfels 82, im Ser-
 pentin 384.
 Chromit 84.
 Chrysotil im Serpentin 48.
 Chthonisotherme Flächen, ihr Heraufrücken
 344.
 Cidaris im Muschelkalk 530, im Malm 589,
 in der Kreide 616, coronata 593, flori-
 gemma 589, 593.
 Cincinnatigruppe, -stufe 423, 425.
 Cinnamomum 675, 677, 694, 702.
 Cipitkalke 555.
 Cladiscites tornatus 559.
 Cladocora 616.
 Cladodus im Devon 463.
 Claraischichten 554, 553.
 Classification der Gesteine 34, der massigen
 Gesteine 54.
 Clathropteris Münsteriana 535.
 Clausthaler Ganggebiet 183, 484, Cl. Grau-
 wacke 474.
 Clinton-Sandstein 422, 425.
 Clyde beds 726.
 Clymenia im Devon 432, 439, 446.
 Clymenienschiefer, -schichten, -kalke 439,
 441, 442, 443, 446.
 Cnemidiastrum stellatum 595.
 Coal-measures 468.
 Coblenzer Grauwacke 440.
 Coblenzien 446.
 Coblenzquarzit, -schichten, -stufe 440.
 Cocardenstructur 347, 485.
 Coccolithen 42.
 Coccoosteus 435.
 Cochliodus 463.
 Cölestin im Muschelkalk 531.
 Coeloceras commune 574.
 Coeloptychienkreide 637.
 Coeloptychium 616, agaricoides, incisum,
 lobatum 636.
 Coenograptus 440.
 Coenothyris vulgaris 528.
 Colobodus 528.
 Colonien im Silur 420.
 Colorado, sein Schluchtensystem durch Ero-
 sion entstanden 228, 280, -gruppe 653.
 Collectivtypen 357.
 Colossochelys 705.
 Comanche Gruppe 652.
 Kombinierte Gänge 345.
 Comley-Sandstein 402, 403.
 Commern 521.
 Compsognathus 592.
 Concentrisch-schalige Absonderung 344,
 347.
 Conchorhynchus avirostris 528.
 Concordanz der Schichten 321, 333.
 Concretionen 20, 116.
 Congeria subglobosa 699.
 Congerienschichten, -stufe, -tegel 366, 693,
 704.
 Conglomerate, Strukturverhältnis 24, pe-
 trogr. Beschr. 112, Entstehung 303, d.
 Gneißformat. 383, im Präcambrium 392,
 im Silur 406, im Devon 427, 437, im Rot-
 liegenden 489, in der Kreide 612.
 Coniacien 643.
 Coniferen im Devon 429, im Rotliegenden
 494, im Keuper 536, im Lias 567, im
 Dogger 579, im Wealden 624, im Oligocän
 683.
 Coniornis 619.
 Conocardium im Silur 412, im Devon 432,
 im Carbon 462.
 Conocephalus 398.
 Conocoryphe 398.
 Conodonten 400, 413.
 Contactbreccie 415.

- Contactgänge 345.
 Contacthöfe 296.
 Contactmetamorphose 287, 290—300, 448, 485.
 Contactmineralien 295—300.
 Continentalinseln 13.
 Continente, ihre Gruppierung und Gliederung 12, Gesetzmäßigkeit in ihren Umrissen 14, ihre mittlere Höhe 15, Entstehung derselben 180, 181, 353, ihre Hebungen und Senkungen 162, 163, 165, 168.
 Contraction der Erdrinde als Ursache vulk. Eruptionen 124, 155, 172, 173, 181.
 Contrariusschichten 575.
 Conularia im Silur 412, im Devon 432.
 Conus antediluvianus 701, deperditus 667, 668, ponderosus 697, ventricosus 702.
 Coral Rag 600.
 Corallien 600, 603.
 Coralline Crag 703.
 Corax 618.
 Corbicula Faujasi 694.
 Corbicula-Kalk 694. .
 Corbis lamellosa 668, Mellingi 557, subclathrata 595.
 Corbula gibba 720, 725, inflexa 598, keuperriana 536, 540, nucleus 725, striata 667, subpisum 694.
 Corbulabank 539, 540.
 Cordaioxylon im Carbon 458, im Rotliegenden 492.
 Cordaites 458, im Rotliegenden 492.
 Cordierit als Contactmineral 296, 299.
 Cordieritfels 98, 298.
 Cordieritgneiß 98, 299, 375.
 Cordieritschiefer 298.
 Cornbrash 584, 586, 587.
 Cornubianit 297.
 Coronatenschichten 586.
 Corrasion 226.
 Corrosion 264; durch vulkan. Gesteine 292.
 Corsit 76.
 Coryphodon 661, 666, 673.
 Coscinopora 616, infundibuliformis 636.
 Cosinaschichten 641.
 Cosmoceras ornatum 584.
 Costatuskalke 577.
 Crag 703.
 Crania 616, ignabergensis 636.
 Crassatella sulcata 667, 668, ponderosa 668.
 Cratopleura 720, 735.
 Credneria in der Kreide 615, 632, 637.
 Crednerienstufe 643, 654.
 Creodontia 673.
 Cretaceische Formation 611.
 Cretornis 618.
 Cribrospongia Decheni 637.
 Crinoideenkalk, seine Bildung 41, 309, im Silur 410, 418, 425, im Devon 440, 446, im Carbon 459, im Jura 568.
 Crioceras 618, capricornu 629, Duvali 621, Emerici 622, Faujasi 628, 629.
 Crioceras-Schichten 622, 628, 630.
 Cristellaria im Oligocän 685.
 Cromer, forest beds von 703, 727.
 Crossopterygier im Devon 435.
 Cryphaeus im Devon 434.
 Cryptocrinus im Silur 410.
 Ctenacanthus 463.
 Ctenacodon 611.
 Ctenis im Dogger 580.
 Ctenocrinus 430.
 Ctenodonta im Silur 412.
 Ctenodus obliquus 493.
 Cuboideschichten 439.
 Cucullella 432.
 Cuise, sables nummulitiques de 664, 668.
 Culm 450, 465, 467.
 Culmkalk 471.
 Cultrijugaten-Schichten 446.
 Kulturschicht von Schussenried 746, 747, im Kessler Loch, vom Schweizerbild 749.
 Cupressinoxylum 683.
 Cupressocrinus crassus 430, 434.
 Cupulospongia radiata, rimulosa 595.
 Cuseler Schichten 495.
 Cuvieri-Pläner 688.
 Cyanitgranulit 100.
 Cyathaxonia 408, 459.
 Cyathocrinus im Silur 410, im Carbon 460, im Zechstein 503.
 Cyathophyllum helianthoides 429, caespitosum, latum 430, im Zechstein 503.
 Cycadeen im Lias 567, im Dogger 580.
 Cycas im Purbeck 598, im Wealden 626, im Diluvium, cornea 720.
 Cyclocarpus 458.
 Cyclolites 616, ellipticus 639, 640.
 Cyclolobus 513.
 Cyclonema im Silur 412.
 Cyclopteris im Devon 429.
 Cyliodrophyma 595.
 Cymatosaurus 529.
 Cynodon 676.
 Cyphaspis 415.
 Cyphosoma 616.
 Cypraea inflata 667.
 Cypridina 435.
 Cypridinenschiefer 435, 439, 441, 442, 443, 446.
 Cyprina islandica 703, 719, 720, 725, rotundata 685.
 Cyprinenthone 719, 725. .
 Cypris im Purbeck 598, waldensis im Wealden 624.
 Cyrena im Purbeck 598, ovalis im Weald-clay 624, im Tertiär cuneiformis 665, semistriata 675, 677, 694, im Diluvium fluminalis 720.
 Cyrenenkalke, -schichten 309, 677.
 Cyrenenmergel 676, 678, 694.
 Cyrtoceras im Silur 418, im Devon 432, im Carbon 461.
 Cystideen im Silur 410, im Devon 430.
 Cystideenkalk im Silur 419, 425.

Cystiphyllum vesiculosum 430.
Cytherea incrassata 694.

D.

Dachfläche 320.
 Dachkalkstein 534.
 Dachschiefer 419, im Silur 424, 425, 441, von Glarus 672.
 Dachstein-Bivalve 564.
 Dachsteinkalk in der alpinen Trias, oberer 564, unterer 558.
 Dacit 78, 79.
 Dacotahsandsteine 353.
Dadocrinus gracilis 554.
Dadoxylon 429.
 Dämmerungserscheinungen durch vulk. Asche 264.
 Dämpfe, vulk. 140—144, aus Lavaströmen 148, im Magma des Erdinnern 11, 156, 157.
 Dalaquarzit als Geschiebe 716.
 Dalasandsteingruppe 396.
Dalmania 415.
Dalmanites im Devon 434.
 Dalradian 395.
 Dalslandgruppe 396.
 Dammerde, ihre Entstehung 208.
 Dammriffe 274.
 Dampfquellen 440, 459, 460.
 Damuda-Kohlenformation 487.
Danaeopsis marantacea 535, 540.
 Danien 636, 639, 642, 643, 649.
Daonella Lommeli 555.
 Daonellenkalke, -schichten 555, 562.
Dapedius pholidotus 570.
 Darwin's Koralleninseln-Theorie 167, Transmutationstheorie 354.
 Davoeikalke 577.
 Deception-Inland 435.
 Dechenhöhle 736.
 Decken, vulkanische 451, 287, 338, 341, 708, ihre Entstehung 152, 455, 286, 289.
 Deckenförmige Auflagerung 334.
 Deckenschotter 739.
 Deckensinter 213.
 Deckensysteme 152, 344, 709.
 Decksand 720, 724.
 Deep-river-Gruppe 705.
 Deflation 264.
 Deformierung der Gesteinsschichten 476, 478.
 Deistersandstein 623.
 Deltas 239, 240, 244, des Nil, des Mississippi 241.
 Dendroperon im Carbon 464.
 Dendriten 210.
 Dentalienbank im Muschelkalk 533, -thon im Dogger 585.
Dentalina 634.
Dentalium im Zechstein 504, triadisch, laeve 528, tertiär, Kickxii 694.

Denudation 133, 175, 192, 204, 235.
 Denudationsregionen 235.
 Descendenztheorie 354.
 Desmin in Blasenräumen 210, 211, auf Gängen 212.
Desmoceras 618, *Mayorianum* 628.
 Desmonite, petr. Beschr. 106, als Contactgestein 300.
 Detonationen bei Erdbeben 185, 220, 221.
 Deutsche Dyas 488, 509.
 Deutsche Trias 517.
 Devon, Devonische Formation 368, 426.
 Diabas, petr. Beschreibung 83, seine Entstehung 288, 289, seine Contactmetamorphosen 300, in Amphibolite umgewandelt 298, 299, im Präcambrium 393, 395, im Cambrium 398, im Silur 424, im Devon 447, im Carbon 480, im New red sandstone 547.
 Diabasaphanit 84.
 Diabasbreccien 415, im Devon 447.
 Diabasmandelsteine 85, ihre Bildung 210.
 Diabasporphyr 84.
 Diabasporphyr 87, im Carbon 480, in der alpinen Trias 564.
 Diabasschiefer 84.
 Diabastuff 421, im Silur 424, im Devon von Planschwitz, 443, 446, 447.
 Diagenese Gumbel's 314, 317.
 Diagonalschichtung 319.
 Diagonaltrümer 350.
 Diallagamphibolit 107, 376.
 Diallaggesteine 80.
 Diallaggneiß 98.
 Diallaggranulit 100.
 Diamant im Itacolumit 44, 383, in Breccientufen 339.
 Diatomeen im Polierschiefer 46, Gesteinsbildung durch D. 268.
 Diatomeenerde, -schlamm 266, -lager 720, -mergel 725.
Diceras 589, *arietinum* 595.
 Diceratenkalk 595.
 Dichroitfels 98.
 Dichte Structur der Gesteine 22.
 Dicksonites 454.
 Dicotyledonen, angiosperme, die ersten in der Kreide 615, 626, 632, 689.
Dictyodora Liebeana 473.
Dictyonema 400, -schiefer 402, 403, 405.
Dictyophyllum 624.
Dictyopteris 454.
Dicynodon 549.
Didelphys 666, 676.
Didymograptus Murchisoni 410.
 Diestien 704.
 Differenzierung eruptiver Magmen 290, 340.
Dikelocephalus 400.
 Diluvialfauna 719, 720, 724, 725, 726, 733—740, 745.
 Diluvialgrand, -sand, -kies und -thon 719, 720, 724, 739.

Diluvium 366, glaciales 742, geschichtetes 749, marines 720, s. unter Eiszeit, Glacial, Vereisung.
 Dimerocrinus 440.
 Dimetian 395.
 Dinarische Trias 552.
 Dinarites avisianus 557.
 Dinoceras 664, 673.
 Dinornis parvus 746.
 Dinosaurier in der Trias 547, im Jura 565, im Malm 592, in der Kreide 614, 618, im Wealden 624.
 Dinotheriensand 696, 699, 703.
 Dinotherium giganteum 694, 696, 699, 703, 705.
 Diorit, petr. Beschr. 76, Entstehung 289.
 Dioritporphyr 77.
 Dioritschiefer 407.
 Diphyakalk 597, 600.
 Diplacodon 673.
 Diplograptus 440.
 Diplopora, triadisch 527, 531, 534, 550, 554, 557.
 Diploporenriffe 342.
 Diprotodon australis 745.
 Dirt-beds 599.
 Discina 393, 440.
 Discinolepis 400.
 Discoidea 646, cylindrica 632.
 Discordante Überlagerung 333, 336, disc. Parallelstructur 349.
 Discosaurus permianus 494.
 Dislocation 472, 476, 322, 338.
 Dislocationsbeben 472, 476, longitudinale, transversale 490.
 Dislocations-Metamorphose 476, 345.
 Dislocationsspalten 472, 330.
 Ditroit, petr. Beschr. 73.
 Docodon im Jura 644.
 Döhlener Becken, sein Rotliegendes 497.
 Dörntener Schiefer 576.
 Dogger 578.
 Dolerit 89, seine Contactmetamorphose 293, 299, im Tertiär 709, 744.
 Dolgelly 402, 403.
 Dolichosoma 494.
 Dolinen, ihre Entstehung 499, 224.
 Dolomit, petr. Beschr. 42, seine Entstehung 499, 309, 344, Himmelwitzer 532, Höhlen in demselben 220, 735, seine Auflösung 222, in der archaischen Formation 384, im Carbon 454, im Zechstein 504, im Buntsandstein 520, im Muschelkalk 525, 534, im Keuper 535, 539, in der alpinen Trias 553, im Malm 588, 593.
 Dolomitasche, petr. Beschr. 43, ihre Entstehung 200.
 Dolomitischer Kalkstein, petrogr. Beschr. 44, seine Entstehung 344, 384.
 Dolomitisierung des Kalksteines 499.
 Dolomitkofel 556.
 Dolomitriffe im Zechstein 505, in der alpinen Trias 557.

Dolomitsand, seine Entstehung 200.
 Dolomitspat, seine Auflösung 499, in Blasenräumen 240.
 Domit, petrogr. Beschr. 72.
 Domvulkane 454, 340.
 Donetz, Carbonbecken am 475.
 Doppelfalte, Glarner 326, 332.
 Downtonsandstein 447, 425.
 Draugletscher 729.
 Dreikanter 264, 724.
 Dreissensia Brardi 695, polymorpha 720.
 Driftless area 732.
 Dromatherium sylvestre 547.
 Dromiopsis 636.
 Druck als Ursache der Eruptionen 455, gebirgsbildend 472, 479, 490, falsche Schieferung erzeugend 477, 430, metamorphosierend 478, 344, Erdbeben erzeugend 490, Wirkungen des Inlandeises 655, 719.
 Druckmetamorphose 478.
 Drumlins 717.
 Drusen 24, ihre Ausfüllung 240, 346, 348.
 Drusige Gangstructur 346.
 Dryandroides 677.
 Dryas octopetala 720.
 Dryophyllum Dewalquei 683.
 Dryopithecus 694.
 Duckstein, petr. Beschr. 422, -terrassen im Tertiär 708.
 Dudley-Kalk 447.
 Dünen, ihre Entstehung 245, 264, ihre Wanderung 262, 263.
 Dünnschliffe 28.
 Dürnten, seine Schieferkohle 730, 735.
 Dunit, petrogr. Beschr. 96.
 Durbachit 70, 294.
 Durchbruchsthäler 229.
 Durchgreifende Lagerung 287, 337, 349.
 Durchwässerungsmetamorphose 345.
 Dwyka-Conglomerat im Carbon 487.
 Dyas 368, deutsche 488.
 Dynamische Geologie 4, 424.
 Dynamometamorphose 478, 344.
 Dysodil 50.

E.

Echinobrissus im Malm 588, scutatus 593.
 Echinodermen, kalkabsondernd 273, 309.
 Echinoëncrinus im Silur 440.
 Echinolampas Kleini 687.
 Echinosphäritenkalk 425.
 Echinospaerites im Silur 440.
 Eck'sches Conglomerat 524.
 Edle Bleigänge 388, -Quarzgänge 388.
 Edmondia im Carbon 462.
 Egeln, marine Gebilde, unteroligocäne Ablagerungen von E. 683.
 Eichen, immergrüne, im Oligocän 677.
 Eifeler Kalk 438.
 Eifeler Vulkane 707.
 Eifelien 446.

- Eimbeckhäuser Plattenkalke 598, 600, 602.
 Eindrücke in Geröllen 443.
 Einfache Gesteine 33.
 Einfallen der Schichten 325, widersinniges 330.
 Einhornhöhle 749.
 Einlagerungen, lenticuläre 320, stockförmige 320, bassinförmige 334.
 Einschlüsse, fremde, in den Gesteinselementen 28, von glasiger Substanz 28, 29, 287, 288, mikroskopischer Krystallgebilde 30, von Flüssigkeit 33, 36.
 Einsturzbeben 489, 493, 224.
 Einsturzdolinen 499, 224.
 Einsturzkratere 432.
 Eis, petrogr. Beschreib. 35, als geologisches Werkzeug 245, 745—749, 727—733.
 Eisberge 36, 239.
 Eisen, gediegenes 8, 90.
 Eisenbakterien 267.
 Eisenberge 43, 49, 378.
 Eisenchlorid, Eisenchlorür, als Sublimationsproduct 443.
 Eisenerze, als Gesteine 43, 48, im Gneiß 378, im Urschiefer 384, im Präcambrium 394, im Silur 406, im Devon 429, im Carbon 449, in d. Dyas 485, im Rotliegenden 490, im Zechstein 504, im Muschelkalk 526, oolithische im Lias 566, im Dogger 579, in der Kreide 644, im Eocän 674, 672, im Oligocän 678.
 Eisenglanz als Sublimationsproduct 443.
 Eisenglimmerschiefer 382.
 Eisenkalk des Cornbrash 586.
 Eisenkies, seine Zersetzung 202, seine Bildung 267, auf Höhlen 244.
 Eisenoocker 49, sein Absatz 246.
 Eisenoolith 49, im Dogger 579, 584, 585.
 Eisenoxyd als Roteisenerz 49, in Eisenoxydhydrat umgewandelt 200, reduziert 267, 268.
 Eisenoxydhydrat als Brauneisenerz 48, als Quellabsatz 457, 246, aus Eisenoxyd entstanden 200, 267, aus Spateisenstein, aus Sphärosiderit, aus Eisenvitriol 204, 243, aus kohlens. Eisenoxydul 267.
 Eisenoxydulsilicat, seine Zersetzung 200.
 Eisensäuerlinge 246.
 Eisensteinlager, s. Eisenerze.
 Eisenvitriol, seine Bildung 202.
 Eisfall 248.
 Eisfuchs 740.
 Eisnadeln 248.
 Eisperiode, ihre Gletscher 250, 742, 746.
 Eiszeit, carbonische 486, diluviale 742.
 Ekka-Schichten im Carbon 487.
 Eklogit, 407, im Gneiß 377.
 Eläolithsyenit 73.
 Eläolithsyenitporphyr 73, 288.
 Elbingeröder Grauwacke 442, 446, 474.
 Elenn 744.
 Elephas im Tertiär 694, 703, 705, americanus 742, antiquus 720, 735, 737, 739, 744, meridionalis 704, primigenius 720, 724, 735, 739, 744.
 Elfenbein, diluviales 744, mit Zeichnungen vom Mammut versehen 749.
 Elginia 546.
 Ellipsactinia 598.
 Ellipsocephalus im Cambrium 400.
 Elotherium 675.
 Elton-See, seine Salzabscheidung 307.
 Eluvium 204.
 Embryonaltypen 357.
 Emersionswinkel der Erdstöße 485.
 Emscher Mergel 367, 636, 638, 647.
 Emys im Malm 590, im Wealden 626.
 Enaliornis 648.
 Encrinitenkalk 309, 525, 534.
 Encrinurus im Silur 445.
 Encrinus Brahli 534, Carnalli 528, 534, gracilis 534, liliiformis 528, Schlotheimi 534.
 Endmoränen 254, baltische 724, 724, 725, 729, britische 726, nordamerikanische 734.
 Endoceras im Silur 443.
 Endophyllum 430.
 Enstatitfels 47, 82.
 Enstatit-Olivinfels 96, 377.
 Enstatitporphyr 82.
 Entglasung 29.
 Entomis 435.
 Entwicklungsgeschichte der Erde 352, ihre Gliederung 363, 366—369, des organischen Lebens 393, 398, 407, 429, 454, 514, 515, 564, 580, 589, 644, 656, 660, 689, 694, 733, 740, 742, 750.
 Entwicklungsgesetz der Erde 358, 658.
 Enzesfelder Schichten 578.
 Eocän, Eocänformation 366, 664, 678.
 Eocidaris 503.
 Eobippus 673, 692.
 Eophytensandstein 404, 402.
 Eoscorpius glaber 463.
 Eotetrapoda im Carbon 464.
 Eozoische Formationen 373.
 Eozoon 378.
 Epiaster 646, brevis 638.
 Epicentrum der Erdbeben 486.
 Epidiorit 86.
 Epidot als Contactmineral 295, 296.
 Epidotamphibolit 384.
 Epidot-Amphibolschiefer, gebänderter 407.
 Epidotgneiß 98.
 Epihippus 673.
 Eppelsheimer Sand 693, 696.
 Equisetum 623, 626, arenaceum 535, 539, 540, Lebmannianum 544, 580, Mougeoti 524, Münsteri 544.
 Equus caballus 735, 739, 744, 748, Stenonis 704; Equus-beds 705.
 Erbsenstein, petrogr. Beschr. 44, Entstehung 458.
 Erdachse, Änderung ihrer geographischen Lage 690.

- Erdbeben, vulkanische 444, ihre Ursachen, Begriff ders. 475, 481, 489, wellenförmige, stoßförmige, rotatorische, ihre Wirkung 482, ihre Fortpflanzungsweise, ihr Ursprungsort, centrale, lineare, transversale 485, 486, ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Häufigkeit, Dauer und Ausdehnung 487, tectonische, infolge unterirdischer Einstürze 489, 220—222, durch Schichtenstörungen 475, 490.
 Erdbebeninseln 487.
 Erdbebenperioden 487.
 Erde, ihre Gestalt und Größe 5, ihr spezifisches Gewicht 7, ihre Entwicklungsgeschichte s. dort, Abstammung 370.
 Erderschütterungen s. Erdbeben.
 Erdfälle, Entstehung 498, 220, 224.
 Erdfeuer 278.
 Erdgröße 5, ihre Verkleinerung 480, 484.
 Erdiger Kalkstein 42.
 Erdinneres, Erdkern, seine Temperatur 8, 10, enthält Gase absorbiert 456, 464, 284.
 Erdkohle 50.
 Erdkruste, -rinde, ihre Entstehung 44, ihre Contraction 424, 455, 472, 473, ihre Bruchzonen 42, 438, 472, 474, 480, 481, ihre Faltung 472, 325, ihre Gliederung 360.
 Erdöl 53, seine Oxydation 202, seine Entstehung 276, im Devon 429, siehe Petroleum.
 Erdpech 54, seine Bildung 202, im Malm 589; s. Asphalt.
 Erdpyramiden 234, 235.
 Erdstöße 481.
 Erdwärme, ihre Tiefen-Zunahme 8, 457, metamorphosierend 343, heraufrückend 344.
 Ergüsse, vulkanische 452, 286, 340, 344.
 Ergussgesteine 285, 344.
 Erhebungskratere 428, 432.
 Erlan 47.
 Erlbacher Schichten 470.
 Erloschene (ruhende) Vulkane 439.
 Erosion in Gebirgen 474, 475, 492, 226, 229, 230, durch Gletscher 258.
 Erosionsgebirge, ihre Entstehung 471.
 Erosionsschluchten 227, 228, 233.
 Erosionsterrassen 238.
 Erratische Blöcke, Geschiebe 409, 447, 747.
 Erschütterungskreis, -zone, -gebiete der Erdbeben 485, 488, 221.
 Erstarrungsfolge der Mineralien 288.
 Erstarrungskruste der Erde 44, ihre Entstehung 374.
 Eruption von vulkanischem Material 424, 426, 429—449, der homogenen Vulkane, Ursache 455, der Geysirs 459—462, von Schlammvulkanen 280.
 Eruptionsbeben 489.
 Eruptionscanal der Vulkane 452.
 Eruptionskegel 429, 430, 432, 340.
 Eruptionsspalten 427, 483, 338.
 Eruptivbreccie 445, 339.
 Eruptivgänge, ihre Entstehung 453, 285, 294 338.
 Eruptivgesteine, tabellarische Übersicht 56, ihre Dynamometamorphose 479, ihre Entstehung 283, ihre charakteristischen Eigentümlichkeiten 286, jüngere und ältere 286, ihre Contactmetamorphosen 287—300, ihre Altersbestimmung 335, ihre Lagerung 337, der archaischen Formationen 380, im Cambrium 398, im Silur 424, des Devons 445, des Carbons 480, des Rotliegenden 498, im New-Red-Sandstone 547, der alpinen Trias 564, der Tertiärperiode 659, 707.
 Erzgänge, ihre Entstehung 475, 242, 269, 344, 346, in den archaischen Formationen 386—389, im Devon 448, im Carbon 483, 484, im Rotliegenden 490, im Zechstein 508, in der Trias 548.
 Erzgebirge, sein Alter 337, seine Erzgänge 388, zur Glacialzeit 734.
 Erzgebirgisches Becken 496.
 Erzlagerstätten in der Gneißformation 378, in der krystall. Schieferformation 384—389, im Präcambrium 394, im Silur 406, im Devon 428, 447, im Carbon 448, 485, im Rotliegenden 490, 500, im Zechstein 504, 506, 508, 542, im Buntsandstein 544, im Muschelkalk 526, im Lias 566, im Dogger 579, in der Kreide 644, im Tertiär 678. Siehe ferner Erzgänge und Eisensteine.
 Eschara 636.
 Esinokalk 553, 554, 557.
 Essener Grünsand 632, 638, 642.
 Estheria im Carbon 463, im Rotliegenden 492, im Buntsandstein 522, im Muschelkalk 522, im Keuper 537, Albertii 522, minuta 537, 544, 545.
 Estheriensichten, Hellewalder 539, 540.
 Etagen 364, 366.
 Etoblattina 492.
 Etschthalgletscher 729.
 Eucalyptocrinus 430.
 Euchirosaurus im Perm 514.
 Eudoxus-Schichten 600.
 Eugeniocrinus im Malm 589.
 Eulysit, petr. Beschr. 408.
 Eunema im Silur 442.
 Euomphalus, cambrisch 400, silurisch 442, devonisch 432, carbonisch, pentangulatus 462.
 Eutaxitstructur 75.
 Eurypterus im Silur 445, im Devon 434.
 Evorsion 227, 234.
 Evorsionsseen 719.
 Exaration 258.
 Exhalation von vulkanischen Gasen und Dämpfen 440, 441, 442, 448, 296, von durch organische Zersetzungen erzeugten Gasen 275, 279.

Exogyra im Malm 589, in der Kreide 647, columba 632, Couloni 624, laciniata 636, 637, sinuata 624, virgula 589, 595, 603.

Exotische Blöcke 672.

Explosionen, vulkanische 436, 443, 444, 445, 456.

Explosionsbeben 489.

Explosionskratere 436.

F.

Facettengerölle 265, 721.

Fächerförmige Schichtenstellung 328.

Fächermulden 328.

Facieswechsel 356.

Facies, verschiedene, der Formationen 359, 360, des Cambriums 403, des Silurs 448, 449, des Devons 436, 446, des Carbons 464, 467, des Perm 488, 513, der Trias 546, 547, der alpinen Trias 552, 553, 555, des Malm 599, 604, 602, klimatische, des Jura 603, der Kreide 619, 622, 629, 639, des Tertiär 658, 670, 689, 698.

Fährten von Tieren im Rotliegenden 494, im Buntsandstein 522, im New-Red-Sandstone 547, im Wealden 625, im Oligocän 676.

Fältelung der Schichten 329.

Fär Ör, ihre Vergletscherung 734.

Fahlbänder in der Gneißformation 97, 378, von Kongsberg 389.

Fallbänder, siehe Fahlbänder.

Fallen der Schichten 324, 325.

Falsche Schieferung 477, 247, 250.

Falten 472—474, Ablenkung ders. 475, Arten ders. 325.

Faltenflügel 326.

Faltengebirge, ihre Bildung 472, 484, 326, asymmetrischer Bau 474, ihr Alter 336.

Faltenglimmerschiefer 403.

Faltensysteme, ihre Bildung, ihre Ablenkung 472, 475, 325.

Faltenüberschiebung 327.

Faltenverwerfung 327.

Faltenwurf, Faltung der Erdrinde 472, 475, 325.

Faluns 693.

Famennien 446.

Farnstufe 467, 470.

Fasergyps 38.

Faserige Structur 23.

Faserkohle 54, 455.

Faultiere im Diluvium 742, 743.

Fauna, Flora, arktische, der Glacialzeit 690, 720, 723, 725, 730, 735, 740, 743, 750.

Faunen und Floren, ihre Wanderungen 356, ihre Entwicklung, Umänderung, Vervollkommnung 354, 356, 363, 365, 366, im Präcambrium 393, im Cambrium 398, im Silur 407, im Devon 429, im Carbon 454, im Rotliegenden 490, im Zechstein 502, in der Trias 544, 545, 521, 527, 535,

im Jura 564, im Dogger 580, 589, in der Kreide 644, 656, 660, 689, 694, 733, 740, 742, 750, im Tertiär 660, 689, 694, im Diluvium 749, 733, 744, 746.

Favosites 408, polymorphus 430.

Favularia im Carbon 452.

Faxealk 646, 636, 649.

Feldspat 54, seine Zersetzung 203, als Contactmineral 298.

Feldspatamphibolit 407.

Feldspatgesteine 54.

Feldspatphyllit 405, 383.

Feldspatpsammit, petr. Beschr. 442.

Felis spelaea 739, 744.

Felsarten 18.

Felsenkalke des Malm 595, 604, der Kreide 629.

Felsenmeere 59, 204.

Felsitbildung 288.

Felsitfels 64.

Felsitpechstein, petr. Beschr. 65, seine Entstehung 286.

Felsitporphyr, petr. Beschr. 61, in der alpinen Trias 564 (s. Quarzporphyr).

Felsosphärit 62

Felsterrassen 232.

Fenestella retiformis 503, 505.

Ferdinanda, Insel 435.

Festiniog 402, 408.

Festland und Meer, ihre Verteilung auf der Erdoberfläche 44.

Feuer, ewige, von Baku 278.

Feuerstein, petr. Beschr. 45, in der Kreide 20, 42, 643, 665, im Diluvium 746.

Feuersteinkiese 665.

Feuersteinknollen 20.

Feuersteinwerkzeuge im Diluvium 747—749.

Ficus in der Kreide 645, 632, im Oligocän 675, 677, 685.

Findlinge 747.

Firn, Firneis 35, 245.

Fische, verwesende, reducierend 268; erste im Silur 445, im Devon 435, 437, im Carbon 463, in der Trias 528, 546, im Lias 570, im Dogger 580, im Malm 590, in der Kreide 648, im Tertiär 660, 672, 678.

Fischschiefer, Raibler 557, von Glarus 672, des Elsass 678.

Flabellaria 683.

Flabellina 634.

Flache Gänge 349.

Fladenlava 449.

Flammen in Krateren 442.

Flammenmergel 367, 643, 626, 628.

Flaschenthon 704.

Flasergabbro 407, 480, 376, 386.

Flaserige Structur 23.

Flaserkalk im Devon 427.

Flaserung der Eruptivgesteine 180.

Fleckenmergel 578.

Fleckschiefer, petr. Beschr. 405, als Contactgestein 297, 299.

- Flexur der Schichten 330.
 Fließende Gewässer, ihre mechan. Thätigkeit 222, ihre Erosion 226, 229, 230, ihre Absätze 236.
 Flint siehe Feuerstein.
 Flintconglomerat, petr. Beschr. 418.
 Flöhaer Kohlenbecken 472.
 Flötz 320. Siehe Kohlenflötze und Steinkohlenflötze.
 Flötzleerer Sandstein 466.
 Floren, siehe Faunen.
 Fluctuationsstructur 23, 32, 68, 287, 288, 342.
 Flügel der Falten 325, 330.
 Flüsse, ihr Mineralgehalt 247, ihre Transportfähigkeit 236, ihre Erosion 174, 175, 226, ihre Terrassen 232, 238, ihre Deltas 239, Verlegung ihres Unterlaufes 232, ihre Absätze 236, ihre Barre 244; Fl. Norddeutschlands in der Eiszeit 722.
 Flüssige Kohlensäure als Einschlüsse 33.
 Flüssigkeitseinschlüsse 33, 36, 284.
 Flugsand 245, 264.
 Flugsaurier im Lias 569, im Malm 590.
 Fluidalstructur 23, s. Fluctuationsstructur.
 Flussschotter 730.
 Flussspat auf Gängen 244.
 Flussterrassen 232, 238, diluviale 734, 739.
 Flusstrübe, ihre Entstehung 237.
 Fluviale Facies 360.
 Fluvioglaciale Ablagerungen 749, 722, 725, 730, 738.
 Fluviomariner Crag 703.
 Flysch 644, 646, 672.
 Folliculites 720, 735.
 Fontainebleau, Sandstein von 676.
 Foraminiferen, kalkabsondernd 272, 308, 340, 646, 684, 670, 698.
 Foraminiferenmergel 308.
 Foraminiferenschlamm 272.
 Forellengranulit 400.
 Forellenstein, petr. Beschr. 84.
 Forest marble 587, Forest bed von Cromer 703, 727.
 Formationen, geologische 357, 358, ihre Grenzen 359, 360, ihre Altersbestimmung 364, ihre Gruppierung 363, 364, archaische 364, 366, 373, 386, paläozoische 364, 368, cambrische 397, silurische 406, devonische 426, carbonische 368, 449, permische 488, mesozoische 364, 367, 545, triadische 516, jurassische 563, cretaceische 614, känozoische 364, 366, tertiäre 658, diluviale 742.
 Formationslehre 1, 374.
 Formsand 686.
 Foyait, petr. Beschr. 73.
 Fragmente in Eruptivgesteinen 287.
 Frankenberger Ähren 268.
 Franklinit 379.
 Frasnien 446.
 Freiburger Erzgänge 388.
 Frictionerscheinungen 334, glaciale 254, 745, 733.
 Friedrichshaller Kalk 534.
 Frittung 292.
 Frondicularia 646.
 Frost als geologisches Agens 494, Gesteine zersprengend 226, 233, 235.
 Fruchtschiefer 404, als Contactgestein 297, 298.
 Fucoidensandstein 402, 403, -schichten 672.
 Fucoides im Silur 407, im Devon 429, im Lias 567.
 Fullers Earth 446, 587.
 Fumarolen 440, 448.
 Fundamentalformation 374.
 Fußtapfen 320, im Rotliegenden 494, im Buntsandstein 522, im New red sandstone 547, im Wealden 625, im Oligocän 676.
 Fusulina cylindrica 459, 543.
 Fusulinenkalk, seine Bildung 308, in der Kohlenformation 467, 475, 477.
 Fusus bulbiformis 668, longirostris 697, multisulcatus 685, 694, trilineatus 704.
 • G.
 Gabbro, petr. Beschr. 80, 407, seine Deformation 480, seine Entstehung 289, seine Contactmetamorphose 296, in der Gneißformation 376, 386.
 Gänge, mineralische, 344, ihre Entstehung 244, granitartige, pegmatitische 242, Eruptivgänge 453, 285, 294, 338, kombinierte 345, taube, erzführende Mineralgänge 346, in den archaischen Formationen 386, 388, 389, im Devon 445, im Carbon 480, 483, im Rotliegenden 500, in der alpinen Trias 562, im Tertiär 707: s. Mineralgänge und Erzgänge.
 Gailenreuther Höhle 736.
 Galeritenpläner 638.
 Galerites 646, albogalerus 632, 638.
 Galmei, im Devon 447, im Carbon 485, im Muschelkalk 527.
 Gangamopteris 487.
 Gangauslenkungen 354.
 Gangdiorit 77.
 Gangdrusen 346.
 Gangformationen 348.
 Ganggesteine 294.
 Gangkreuz 350.
 Gangmineralien, ihre Bildung 244, 345, 347.
 Gangsecretionen 244, 345.
 Gangspalten, Bildung und Ausfüllung derselben 244, 338, 346—354.
 Gangstrukturen 346—354.
 Gangthonschiefer 347, im Harz 484.
 Gangverwerfungen 350, -verschiebungen 354.
 Gangzüge 350, von Clausthal 484.

- Ganoiden im Silur 445, im Devon 435, im Carbon 463, 486, im Rotliegenden 493, im Perm 502, im Buntsandstein 528, im Muschelkalk 528, im New red sandstone 546, im Lias 570, im Dogger 580, im Malm 590.
 Garbenschiefer, petr. Beschr. 404.
 Gargasmergel 367, 628.
 Gasentwicklung im Krater 443, 445, aus den Lavaströmen 448.
 Gasporen der Gesteine 34, 36.
 Gasquellen aus Zersetzung von Organismen 278. Schlammvulkane bildend 279.
 Gault 367, 626, 628, 630.
 Gaultsandstein 626.
 Gebänderte Structur 23, 347.
 Gebirge, ihre Entstehung, tectonische 474, 326, ihre Altersbestimmung 334, 336, ihre Modellierung durch die Thätigkeit des Wassers 474, 492, 225.
 Gebirgsarten 48.
 Gebirgsbildung 474, 326.
 Gebirgsglieder, geschichtete 318, massige 337.
 Gediegenes Eisen 8, Kupfer 393, Silber 393, 395.
 Gedinnien 446.
 Gefälle der Flüsse 225, 230.
 Gehlenit, als Contactmineral 295.
 Gehrner Schichten 496.
 Geismarer Kupferletten 506.
 Gelenksandstein 44.
 Gemengteile der Gesteine 20, ihre Bestimmung 25, ihre Einschlüsse 27.
 Gemündener Maar 436, 707.
 Generatio aequivoca 355.
 Genesee-Schiefer 446.
 Geoden 21.
 Geologie, ihre Aufgabe, Einteilung 4, ihre Hilfswissenschaften, Litteratur 2; dynamische 4, 424, historische 2, 352, petrogenetische 4, 283, petrographische 4, 48, physiographische 4, 5, tectonische 2, 348.
 Geologische Ären 364.
 Geologische Karten, Profile, Zeitschriften 3, 4.
 Geologisches Alter, seine Bestimmung 334—336, 364.
 Georgia-Group 402, 405.
 Geosaurus im Malm 590.
 Geoteuthis 574.
 Geothermische Tiefenstufe 9.
 Germanische Trias 517.
 Gerölle 409, 237, Entstehung 237, in der archaischen Formation 383, mit Eindrücken 443, 677.
 Gervillia angusta 556, ceratophaga 503, 504, costata 536, inflata 560, Murchisoni 524, mytiloides 534, praecursor 544, 560, socialis 528, 536, 540, 554, subcostata 536, subglobosa 534.
 Geschichtete Gesteine 24, Gesch. Gebirgsglieder 318, Gesch. Vulkane 455.
 Geschiebe, erratische 409, mit Eindrücken 443, ihre Entstehung 237, nordische 716, 717, geritzte, geschliffene, geschrammte 254, 715, 717.
 Geschiebedecksand, Geschiebesand 724, 724, 725.
 Geschiebelehm, -mergel 447, 716, oberer, unterer 715, 724, 725, seine Localfacies 747.
 Geschiebewälle 724.
 Gestadeinseln 43, 16.
 Gesteine, ihre wesentlichen Bestandteile 48, ihre zufälligen Bestandteile 49, ihre Makrostruktur, krystallinische 22, geschichtete 24, 96, 318, Bestimmung ihrer Gemengteile durch ihr spezifisches Gewicht 25, durch den Elektromagnet 26, durch chemische Untersuchung 26, durch das Mikroskop 27, 28, ihre fremden Einschlüsse 28, ihre Classification 34, 35, massige G. 54, 283, 237, deren Absonderungsformen 343, klastische, Trümmergest. 24, 35, 408, ihre Biegsamkeit 476, ihre Umformung 478, 344, ihre Plasticität 476, Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit, Zersetzbarkeit 495, eruptive 282, vulkanische 285, 286, 287, plutonische 285, 286, 289, deren Contactmetamorphose 287, 292, neovulkanische 286, 288, 707, paläovulkanische 286, 288, 424, 447, 480, 494, 564, äolische 347, phytogene 273, 307, zoogene 270, 307, 524, sedimentäre 300.
 Gesteinselemente 49, mikroskopische Einschlüsse in dens. 30.
 Gesteinsergüsse, deckenförmige 452, 244.
 Gesteinsgänge, ihre Entstehung 458, 475, 285, 294, 338.
 Gesteinsglas 62, 65, 68, 69, 72, 75, 87, 89, 92, 440.
 Gesteinsmikroskopie 28.
 Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe 444, durch hydrochemische Prozesse 493, 200, 209, durch Eruptivgesteine 290—300, durch Gebirgsdruck 478, 344 (s. Metamorphose).
 Gestreckte Structur 23.
 Gewässer, fließende, ihre mechan. Thätigkeit 222, ihre Erosion 226, 236.
 Gewicht, spezifisches, der Erde 7.
 Gewölbe 325.
 Geyer, Stockwerk von 387.
 Geysir 460.
 Geysir auf Island 458, auf Neuseeland 459, in den Rocky Mountains 460, 464.
 Giant-Geysir 460.
 Gieseckitporphyr 73.
 Giganteus-Thone 585.
 Gipfelkrater 447.
 Gitterstruktur des Serpentin 208.
 Givetien 446.
 Glacialdiluvium 712, geschichtetes 719.
 Glacialfauna 719, 723, 725, 726, 740.
 Glacialflora 720, 734.

- Glacialformation, carbonische 487, im Diluvium 712.
 Glacialgebiet, skandinavisches und nord-deutsches 712, britisches 726, alpines 727, der Mittelgebirge, nordamerikanisches 734.
 Glacialperiode 712.
 Glacialphänomene 254, 255, 256, 715, 717.
 Glacialsand, -lehm u. -schotter 719.
 Glacialschliffe 255, 256, 715, 717.
 Glacialschub 257, 720.
 Glacialthone 719, 720, 726.
 Glacialzeit des Carbons 486, des Diluviums 712. Siehe ferner unter: Diluvium, Eis, Gletscher.
 Gläser, natürliche 65, 68, 72, 75, 87, 89, 95, 109, 287, 288, 292.
 Glanzkohle 54, durch Contactmetamorphose entstanden 453, 293.
 Glarner Doppelfalte 326, 332.
 Glarus, Schiefer von 672.
 Glasbasis, mikroskopische 34, 62, 87, 89, 92, 93, 95, 287, 288.
 Glaseinschlüsse 28, 31, 287, 288.
 Glasige Structur 34, 285.
 Glassand 740.
 Glaswacke 444.
 Glaukonitmergel, petr. Beschr. 418, in der Kreide 613, 621, 632.
 Glaukonitsandstein 412, in der Kreide 612, im Oligocän 684.
 Glaukophangesteine 407.
 Glaukophanschiefer 46.
 Gleichförmige Schichtenfolge, Überlagerung 321, 333.
 Gletscher 35, Wesen ders. 245, Entstehung Classification, innerer Bau 246, Bewegung 245—254, ihre Spalten 247, ihr Vorrücken 247, ihre untere Grenze 250, ihre Bänderung 246, 248, Verbreitung 254, Moränen 253, ihre schleifende Wirkung 255, ihre Erosionsfähigkeit 258, ihr Kalben 259, der Diluvialzeit 257, 712, 726—730.
 Gletscherbäche 249.
 Gletschercascade 248.
 Gletschereis, seine Bänderung 35, 178, 246, 248.
 Gletschererosion 258.
 Gletschergarten zu Luzern 235.
 Gletschergeschiebe 254, 717, 724, 725.
 Gletschermühlen 249.
 Gletscherschliffe 256, 717, 725, 730.
 Gletscherschrammen 254, 256, 715, 717.
 Gletscherschub 256, 718.
 Gletscherspalten 247.
 Gletscherthor 249.
 Gletschertische 254.
 Gletschertrübe 255.
 Glimmer als Contactmineral 295, 297.
 Glimmerandesit 79.
 Glimmerdiorit, petr. Beschr. 76.
 Glimmerfels, als Contactgestein 298.
 Glimmerglänzender Phyllit 383.
 Glimmergneiß, 96, 375.
 Glimmernorit 82.
 Glimmerphyllit 382, 383.
 Glimmerpikrit 96.
 Glimmerporphyrit 78.
 Glimmersand 686, 719.
 Glimmersandstein 444.
 Glimmerschiefer 403, Entstehung 342, archaischer 369, 375, 382, 385.
 Glimmerschieferformation 369, 385.
 Glimmersyenit 70, im Silur 422.
 Glimmersyenitporphyr 71.
 Glimmerthon 704.
 Glindower Thon 719, 724.
 Globigerina 646, im Tertiär 698.
 Globigerinenschlamm 272, 303, 310.
 Globulite 71.
 Glossopteris indica 486.
 Glossopterisfacies des Obercarbons 486.
 Glutiger Erdkern 6, 8, 10, 456, 464, ursprünglich glutflüssiger Zustand der Erde 6, 8, 366, seine Abkühlung 484, enthält Gase 284, metamorphosierend 343.
 Glyphaea 648, ornata 629.
 Glyphioceras 463.
 Glyptodon 745.
 Glyptolepis keuperiana 536, 540.
 Gneiß, petr. Beschr. 96, 97, grauer, rother, zweiglimmeriger 98, Entstehung 342, der Gneißformation 374, 382.
 Gneißconglomerat 412.
 Gneißformation, archaische, 369, 374, bojische, hercynische 379, Entstehung 342.
 Gneißglimmerschiefer 404, 382.
 Gold im Itacolumit 44, im krystallinischen Schiefer 385, -führende Gänge in Siebenbürgen 714.
 Goldlauterer Schichten 495.
 Gomphoceras im Silur 443, im Devon 432.
 Gondwana-Schichten 487, 548.
 Goniatitenkalk 444, 443, 446.
 Goniatiteuschichten, -schiefer 439, 446.
 Goniatites im Devon 432, cancellatus, compressus, Dannenbergi, occultus 439, 446, intumescens 434, 439, 446, multilobatus, simplex 434, subnautilus 432, 439, 446, im Carbon, sphaericus 463.
 Goniophyllum im Silur 408.
 Gordonia 546.
 Gosauschichten 644, 643.
 Goslarer Schiefer 442, 446.
 Gosseletia 432.
 Gotländerkalk 448.
 Grabenversenkung 472, 331.
 Grammatit, als Contactmineral 295.
 Grammatitschiefer 46.
 Grammysia im Silur 442, im Devon 432.
 Granat, als Contactmineral 295, im Glimmerschiefer 382.

- Granatamphibolit 407, 376, 384.
 Granataugitgesteine 296.
 Granatfels, petr. Beschr. 407.
 Granat-Glaukophangesteine 407.
 Granatglimmerfels 382.
 Granatgneiß 98.
 Granatolivinfels 376.
 Granatporphyr 78.
 Granatserpentin 377.
 Grand Cañon 228, 393.
 Grande oolithe 587.
 Granit, petr. Beschr. 55, seine Porphyrfacies 60, 294, deformierter 99, 480, Zersetzung, Verwitterung desselben 208, 205, seine Lagerungsformen 289, 339, seine Contactmetamorphosen 294—299, 448, Eruptivgranit in den archaischen Formationen 387, 389, im Devon 448, im Carbon 484.
 Granitartige Gänge, ihre Bildung 242.
 Granitconglomerat 242.
 Granitgänge 294, 338.
 Granitgneiß 97, 375, 382.
 Granitgrus 203.
 Granitit, petr. Beschr. 59.
 Granitkerne 339; s. Granitstöcke.
 Granitporphyr, petr. Beschr. 64, Zersetzung desselben 205, seine Entstehung 289, im Rotliegenden 498.
 Granitstöcke 58, 289, 297, 389, des Harzes 448, 484.
 Granophyr 60, seine Entstehung 294.
 Granosphärte 63.
 Granulatenkreide 637.
 Granulit 99, in der Ur-Gneißformation 376.
 Granulitgebirge 400.
 Graphit 53, im Gneiß 377, Entstehung aus Kohle 479, 275, 278.
 Graphitglimmerschiefer 404.
 Graphitgneiß 98, 375.
 Graphitoidschiefer 53, 383, 392.
 Graphitquarzit, Graphitquarzitschiefer, als Contactgebilde 298.
 Graphitschiefer 53, Entstehung 278, 298, Vorkommen 377, 384.
 Graptolithen im Silur 409, im Devon 480.
 Graptolithenschiefer 447, 449, 420, 424, 422, 425.
 Grauer Gneiß 98.
 Grauerze im Rammelsberg 429.
 Grauliegendes 489.
 Grauwanke, dichte, petr. Beschr. 443, 449, Umwandlung in Hornfels 298, im Cambrium 398, Przibramer 402, im Silur 406, im Devon 427, von Coblenz 440, Siegener 444, 446, Tanner 444, 446, 474, der carbon. Formation 450, Clausthaler, Elbingröder, Grunder 474.
 Grauwanckenformation 394.
 Grauwanckenschiefer 443, 449, im Silur 406, im Carbon 450.
 Great Falls-Gruppe 626, 633.
 Great Oolite 587.
 Green River-Gruppe 673.
 Greensand, lower 624, upper 632.
 Greifensteiner Kalke 440, 446.
 Greisen 60, 300, 388.
 Grenzbreccie 445.
 Grenzdolomit 339, 540.
 Grenzletten 524.
 Grès de Beauchamp 670, de Fontainebleau 674.
 Grestener Schichten 568, 378.
 Griffelschiefer, petr. Beschr. 449, im Silur 424, 425.
 Griffelung, ihre Entstehung 478.
 Grillenberger Schichten 472, 496.
 Grobkalk von Paris 668.
 Grobkohle 54.
 Grödener Sandstein 544.
 Grönland, seine Hebung 463, seine Senkung 466, seine Vergletscherung 246, 252, 255, seine Kreideflora 653, seine Tertiärflora 690.
 Grotten, ihre Bildung 499, 220.
 Grubengas 274, 275.
 Grünerde, ihre Bildung 206, in Blasenräumen 240.
 Grünsalz 700.
 Grünsand von Essen 634, 639, 642.
 Grünsandstein, petr. Beschr. 442, in der Kreide 642, 624, 634.
 Grünschiefer 407, 480.
 Grünstein, petr. Beschr. 83.
 Grünsteintrachyt 79.
 Grünsteintuff 424.
 Grundconglomerat im Cambrium 392, 394, 396, 398, in der Kreide 634.
 Grundeis 86.
 Grunder Grauwanke 474.
 Grundformation 374.
 Grundmoränen 255, ihre Localfacies 258, 747, diluviale 746, 747, 724, 725, 732.
 Grundwasserbecken, -quellen, -ströme, ihre Entstehung 223.
 Grus, petr. Beschr. 409, Bildung 203, 205.
 Gruskalk 649.
 Gryphaea 647, arcuata 570, cymbium 574.
 Gryphitenkalk 378.
 Gshel-Stufe 475.
 Guano 309.
 Guano-Phosphate 39.
 Guelphkalkstein 422, 425.
 Gürteltiere im Diluvium 748.
 Gulo luscus 740, spelaeus 747.
 Guttensteiner Kalke 554.
 Gyps, petr. Beschr. 38, als vulk. Product 440, 442, 443, seine Auflösung und Wegführung 497, 222, aus Anhydrit hervorgegangen 200, als Quellabsatz, gyps-führende Quellen 247, 249, Höhlen im Gyps 38, 220, seine Reduction 269, im Meere 269, Ablagerung desselben 305, im Carbon 454, im Zechstein 504, im Buntsandstein 524, im Muschelkalk 525, 534,

im Keuper 535, 539, im Purbeck 398, des Montmartre 675, von Wieliczka 700.
 Gypskeuper 540.
 Gypsschlotten 38, ihre Bildung 197, 219, 220, 222, Einsturz derselben 197, 220, 222, im Zechstein 220, 222, 504.
 Gyroceras 543.
 Gyrodus 590.
 Gyrolepis 528, tenuistriata 545.
 Gyroporella, triadisch 527, 534, 550, 558.
 Gyroporellenkalk, ihre Bildung 273, 308.

H.

Habichtswald 710.
 Hadrosaurus 618.
 Hälleflinta 104, in der Gneißformation 376.
 Hängegletscher 246.
 Haffe 244.
 Haidesand 724.
 Haidetorf 50.
 Hakenwerfen 224.
 HalbkrySTALLINISCHE Gesteinsstruktur 22.
 Haliseritenschiefer 440.
 Haliserites Dechenianus 429.
 Halitherium Schinzi 694.
 Haller Schichten 556.
 Hallstätter Kalk 42, 558.
 Halobia Lommeli 552, 553, 555.
 Halobienschichten 552, 555, 563.
 Halorellenschichten 552, 563.
 Halsbandlemming 740.
 Halysites 408, catenularia 409.
 Hamiltongruppe, -schiefer 446.
 Hamites 618, attenuatus 628.
 Hangendes 324.
 Haplocrinus 430.
 Harlech-Grauwaacke 402.
 Harmotom in Blasenräumen 240, auf Gängen 242.
 Harnische 331, 349.
 Harpes, silurisch 415, devonisch 434.
 Harpoceras bifrons, lythense 574, Murchisonae, opalinum 582, serpentinum 574, Sowerbyi 583.
 Harte Quellen 198, 216.
 Haselgebirge, petr. Beschr. 114, seine Bildung 304, in der Trias 560.
 Hastingssand 623, 626.
 Haufwerke, lose 408.
 Hauptbuntsandstein 525.
 Hauptdolomit des Zechsteins 504, in der alpinen Trias 558.
 Haupteiszeit 714.
 Hauptencrinitenbank 533.
 Hauptgemengteile der Gesteine 19.
 Hauptkrater 127.
 Hauptmuschelkalk 531, 532.
 Hauptquarzit 441, 446.
 Hauptsandstein im Keuper 539.
 Hauterivien 629, 630.
 Hauynbasalt 92.

Hauynporphyr 94.
 Hawkesburyschichten 487, 548.
 Headon Series 673.
 Hebungen des Bodens, säculare 162, Skandinaviens 163, abwechselnd mit Senkungen 163, in früheren Zeiträumen 168, als Ursache von Deltabildungen 240.
 Heersien 664.
 Hegau 710.
 Heimbürggestein 637.
 Heiße Quellen, als Zeugen der hohen Temperatur des Erdinnern 10, 144, 157, 160, ihr Mineralgehalt 157.
 Helderberggruppe, obere, untere 446.
 Helianthaster 430.
 Heliopora 616.
 Helix hispida canthensis, tonnensis 735, occlusa 674.
 Helladotherium Dufrenoyi 705.
 Hellewalder Estherienschichten 539.
 Helvetian 725.
 Helvétien 693, 702.
 Helvetische Stufe 702.
 Hemiaster 616, Griepenkerli 638.
 Hemicidaritis im Malm 589, crenularis 593.
 Hemicosmites im Silur 440.
 Hempstead beds 674, -series 675.
 Hercyn 436, 441, 444, 446.
 Hercynische Gneißformation 379.
 Hermannshöhle 736.
 Hernalser Tegel 698.
 Hersumer Schichten 600, 608.
 Hesperornis 649.
 Heteroceras polyplocum 636, 637, Reussianum 638.
 Heterocoenia 646.
 Heteromorpher Bau der Faltengebirge 174.
 Hettinger Sandstein 578.
 Hexacrinus 430.
 Hierlatzschichten 578.
 Hilfswissenschaften der Geologie 2.
 Hils, Hilsconglomerat, -sandstein 620, 621.
 Hilsthon 620.
 Himmelwitzer Dolomit 532.
 Hipparion 691, 692, 696, 743, gracile 696, 705.
 Hippopotamus 691, major 704, 705, 737, 739.
 Hippotherium gracile 696.
 Hippuriten in der Kreide 617, 636, 639.
 Hippuritenkalk 309, 639, 641, 645.
 Hippurites 617, bioculatus, canaliculatus, cornuvaccinum, dilatatus 645, organisans 639, 645, Requieni, Toucasianus 639.
 Hirnantkalk 447.
 Historische Geologie 2, 352.
 Hochgebirge 173, 174, ihre Entstehung 658.
 Hochschnee 35, 245.
 Hochterrasse 731, 739.
 Höhe, absolute, relative und mittlere der Continente 15.
 Höhlen, ihre Entstehung 190, 197, 199, 249, 220, ihre Auskleidung mit Kalk 243, mit

Quarz und Erzen 244, ihr Zusammensturz 193, 220, im dolomitischen Silurkalk 244, 423, mit Knochen 249, 735—737, 743.
 Höhlenbär 720, 734, 736, 739, 741, 743.
 Höhlenbreccie 735.
 Höhlensinter 243.
 Hollenmorast 28.
 Höttinger Breccie 730.
 Hohenacker Kalkstein 339.
 Hohlefelder Höhle 736, 743.
 Hohlstein 736.
 Holaster 646, planus 632, 633, subglobosus 639, 638.
 Holocrinus 334.
 Holokrystalline Structur 290.
 Holoptychius 435.
 Holsteiner Sandstein 704.
 Homalonotus 434.
 Homo diluvii testis 702.
 Homocoeosaurus 390.
 Homogene Vulkane 454, 337, 340, 707.
 Homoeisten 436.
 Hoplites in der Kreide 618, auritus 623, Eudoxus 600, noricus, radiatus im Neocom 624.
 Hoploparia 648.
 Horae des Kompasses 324.
 Horizontalschub in der Erdkruste 472, 473.
 Horizontalverschiebungen 434, 333.
 Hornblende, Zersetzung derselben 206, als Contactmineral 295, 296.
 Hornblendesandesite, quarzfreie, quarzführende 79.
 Hornblendediabas 86.
 Hornblendefels 46, 406, 376.
 Hornblendegneiß 98, 375.
 Hornblendegranit 59.
 Hornblendenorit 32.
 Hornblende-Plagioklasbasalt 90.
 Hornblendeporphyr 78.
 Hornblendeschiefer 46, 406, als Contactgebilde 298, 299, in der archaischen Formation 376, 382, 285.
 Hornblendesyenit 69.
 Hornblendesyenitporphyr 74.
 Hornblendevogesit 74.
 Horner Schichten 696.
 Hornfels 297, 298, 448.
 Hornquarzconglomerat des Carbons 474.
 Hornschiefer 492.
 Hornstein, petrogr. Beschr. 45.
 Horste, Horstgebirge, ihre Entstehung 473, 334.
 Hudson-River-Schiefer 423, 425.
 Hummit im Gneiß 378.
 Humphriesianusstufe 585.
 Humussäuren aus verwesenden Pflanzen 265.
 Hundsgrötte 444.
 Hungarites Strombecki 328.
 Hunsrückschiefer 444, 446.
 Huron, Huronische Formation 334.
 Huronia im Silur 413.

Hvarfvg lera 731.
 Hyaena spelaea 737, 744.
 Hyaenodon 676.
 Hyaline Structur 24.
 Hyalith in Blasenräumen 244.
 Hyalomelan 96.
 Hyalosiderit 95.
 Hyalotragos patella 595.
 Hybodus plicatilis 523, 527, 543, reticulatus 370.
 Hydaspische Stufe der Trias 352.
 Hydrobia acuta 695.
 Hydrochemische Prozesse 493, 494, 497, 209, hydr. Metamorphismus 345.
 Hydrosphäre 44.
 Hydrotachylit 96.
 Hylaeosaurus 648.
 Hyerpelton 464.
 Hylonomus im Carbon 464; Fritschii im Rotliegenden 494.
 Hymenocaris 400.
 Hymenophyllites 580.
 Hyolithes im Präcambrium 393, im Cambrium 400, im Silur 442.
 Hypotamius 675, 679.
 Hyperit 82.
 Hyperodapedon 546.
 Hypersthen-Andesit 79, 440.
 Hypersthenit, petrogr. Beschr. 82.
 Hypidiomorphe Structur 290.
 Hypnum fluitans var. tenuissimum, sarmentosum, groenlandicum 747.

I. J.

Jakutische Stufe der Trias 352.
 Janira quadricostata, quinquecostata 637, IIII
 Jaspis, petrogr. Beschr. 45.
 Jberger Korallenkalk 446.
 Ichthyornis 649.
 Ichthyosaurus im Lias 568, im Dogger 564, in der Kreide 648.
 Idiomorphe Gesteinsbestandteile 294.
 Jerea 646.
 Jewe'sche Schicht 423.
 Iguanodon 618, 624, 636.
 Ilfelder Schichten 496.
 Ilfracombe-Gruppe 446.
 Illaenus 444.
 Illinois, sein Kohlenfeld 476.
 Impressathone 600, -schichten 602.
 Inferior Oolite 367.
 Infrahas 54.
 Infusorienlager 266.
 Inlanddünen 262.
 Inlandeis 35, auf Grönland 246, 252, der Diluvialzeit 742, 734, 725, 726.
 Inoceramus im Jura, polyplocus 538, in der Kreide 647, 620; I. Brongniarti 632, 633, 639, concentricus 628, Cripsi 636, 637, Cuvieri 632, 633, digitatus 636, 636,

labiatus 632, 638, lingua 637, lobatus 636, mytiloides 632, radians 636, striatus 640, subcardissoides 636, 638, sulcatus 628.
 Insecten im Lias 570.
 Inseln 44, Gestade- 44, oceanische 48, vulkanische 44, 434, 437, Koralleninseln 44, 271, tectonische 44, als Reste versinkender Continente 467.
 Inselvulkane 434.
 Insolation, Einfluss auf die Gesteinszersetzung 494, 283, 285.
 Interglacialablagerungen, -zeiten 744, 749, 724, 725, 726, 730, 734, 740.
 Intermittierende Quellen 458.
 Intrusivlager 342.
 Inundationsflächen 230, 238.
 Inzersdorfer Tegel 699.
 Jochgletscher 246.
 Jökellera 716.
 Jördensche Schicht 425.
 John Day-Gruppe 705.
 Irrblöcke, siehe erratische Blöcke.
 Isargletscher 729.
 Isastraea 530, helianthoides 595.
 Isersandstein 643, 650.
 Isocardia cor 704, 723.
 Isoklinalfalten 328.
 Isoklinalthal 229.
 Itacolumit 44, 383.
 Juglans 677, 702.
 Jungquartäre Gebilde 366.
 Jungtertiär 366, 688; siehe Neogen.
 Jungvulkanische Gesteine 286, 288, 707.
 Juraformation 367, 563, schwarzer Jura 367, 565, brauner 578, weißer, oberer 367, 588.
 Juragebirge, seine Entstehung 472, 473, sein Alter 337.
 Juraklippen 640.
 Juraprovinzen 603, 604, 609.
 Juravogel von Solenhofen 598.
 Jurensis-Mergel 575.
 Juvavische Stufe 554, 552, 553, 558.
 Ivrea, seine Endmoränen 729.

K.

Kadaliosaurus priscus 494.
 Kännelkohle 54.
 Känozoische Formationsgruppe 364, 366, 658.
 Käsegrotte 344.
 Kaharbarischichten 487.
 Kahleberger Quarzitsandstein 442, 446.
 Kainit im Zechstein 508, im Tertiär 700.
 Kalben der Gletscher 259.
 Kalisalze im Zechstein 505, 509, von Kaluszc 700.
 Kalisilicate, Zersetzung derselben 200.
 Kalk, krystallinischer 40, 479, 294, 295, 296, 378, 385.

Kalkabscheidung aus Quellen 458, 240, 244, 246, in Höhlen 243, durch Pflanzen und Tiere 265, 278, 307—312, aus dem Meere 269, 308.
 Kalkalgen, Kalk abscheidend 273, 308, im Silur 407, im Muschelkalk 527, 534, im Keuper 550, in der alpinen Trias 557, 558, im Tertiär 698.
 Kalkaphanit, Kalkaphanitschiefer 85.
 Kalkcarbonat in heißen Quellen 458, im Dolomit, seine Auflösung 498, in Blasenräumen 240, in Spalten 244, in Höhlen 243, in Quellen 245, in Flüssen 247, im Meere 248, seine Ausscheidung siehe unter Kalkabscheidung.
 Kalkglimmerschiefer, petr. Beschr. 40, 104, 384.
 Kalkhornfels 296.
 Kalkphyllit 383, 384.
 Kalkschlamm der Tiefsee 340.
 Kalksilicate, Zersetzung ders. 200, 240.
 Kalksilicathornfels als Contactgebilde 296, 298, 299, 300.
 Kalksinter 44, als Höhlenauskleidung 243, 249, 733, sein Absatz aus Quellen 458, 460, 246.
 Kalksintersäulen 244.
 Kalkspat, in Blasenräumen 240, auf Gängen 244, 346, in Höhlen 243, 249, als Quellabsatz 246; siehe Kalkcarbonat, Kalkabscheidung und Kalkstein.
 Kalkstein, petr. Beschr. 40, körniger, dichter oder gemeiner 40, 44, dolomitischer, bituminöser 44, 344, oolithischer 44, poröser, erdiger 42, seine Umwandlung in Gyps 442, in Marmor 479, 294—296, seine Auflösung 498, seine Dolomitisierung 499, Höhlen in demselben 243, 249, 735, seine Bildung 270, zoogener 270, 308—311, krystallinischer, in der archaischen Formation 377, 384, im Präcambrium 392, im Cambrium 398, im Silur 406, im Devon 427, im Carbon 450, 465, im Rotliegenden 489, in der Trias 531, im Keuper 535, 539, im Lias 566, im Dogger 578, 579, im Malm 588, 593, 595, mit Asphalt imprägniert 589, in der Kreide 643. Vergl. Kalkcarbonat.
 Kalksteinconglomerat 442.
 Kalksteinriffe 344.
 Kalksulfat in Lösungen 498, 240, 245, 247, im Meere 248, 304, 307.
 Kalktuff, petr. Beschr. 42, Entstehung und Ablagerung 246, 265, im Diluvium 733.
 Kaluszc, Steinsalz von 700.
 Kames 726.
 Kant'sche Theorie 7, 370.
 Kantengerölle, -geschiebe 265, 724.
 Kaolin, petr. Beschr. 445, 446, Entstehung 205.
 Kaolinisierung 204.
 Kaolinsandstein 444, 520.
 Kapselthon 682.

- Karapiti 440.
 Karlsbader Sprudel 457, 458.
 Karneol, Karneolbank im Buntsandstein 525.
 Karnische Stufe 551, 552, 557.
 Karoo-Formation 487, 548.
 Karpathensandstein 621, 646.
 Karren, Karrenfelder, ihre Entstehung 499.
 Karstphänomen 499.
 Karwiner Schichten 474.
 Kaskaskiakalke 477.
 Kastendolomit 43.
 Kataklastische Breccien 414, 476.
 Kataklastische Breccien 414, 476.
 Kaustische Contactmetamorphose 292.
 Kea 429.
 Kegel, vulkanische 426, 454, 340, 707.
 Kegel'sche Schicht 425.
 Kehlheimer Korallenkalk 600.
 Kelloway 585, 587.
 Kentshöhle 787.
 Keokukkalk 477.
 Keraterpeton im Carbon 464, im Rotliegenden 494.
 Keratophyr 74.
 Kernzonen der Alpen 174.
 Kersantit 77, 291.
 Kesselbrüche 475, 331.
 Kessler Loch bei Thayngen 749.
 Keuper 367, 535, alpiner 550.
 Keuperkohle 535, 539.
 Keupermergel 539.
 Keweenaw-Gruppe 394.
 Kies, petr. Beschr. 409, seine Entstehung 237, Kiese im Oligocän 654, im Diluvium 719, 724, 739.
 Kieselgesteine 44.
 Kieselguhr 46, 266.
 Kieselpanzer der Diatomeen im Polierschiefer 46, Gesteine bildend 263, im Diluvium 720.
 Kieselsäure, in heißen Quellen 457, ihre Auflösung und ihr Absatz 458, 460, 203, 205, in Sickerwassern 203, 209, ausgeschieden durch Tiere 266.
 Kieselsandstein 539.
 Kieselschiefer, petr. Beschr. 45, im Präcambrium 322, im Silur 406, im Carbon 450.
 Kieselsinter, Kieseltuff 46, seine Bildung 437—460.
 Kieserit 37.
 Kieseritregion von Stassfurt 507.
 Kiesige Bleierzgänge 388.
 Kilauea, Mt. 429, 434, 443, 447.
 Kimberleystock 339, -schichten 487.
 Kimberlit 339.
 Kimmeridge 593, 600, 603.
 Kinderhook-Gruppe 477.
 Kinzigit, petr. Beschr. 99.
 Kirkdale Höhle 737.
 Klastische Gesteine 24, 408, ihre Entstehung 302.
 Klaus-Schichten 588.
 Klein'sche Flüssigkeit 25.
 Klimazonen im Jura 603, in der Kreide 619, 629, 639, 659, ihre Herausbildung 690.
 Klinge, Torflager von 720, 735.
 Klingstein, petr. Beschr. 74 (s. Phonolith).
 Klippenbreccien 600.
 Klippenkalk 609.
 Kluftquellen 224.
 Knickungen, zickzackartige, der Schichten 329.
 Kniefalten 330.
 Knistersalz 36, 700.
 Knochenbreccie 414, ihre Bildung 309, im Silur 445, im Keuper 544, im New red sandstone 545, im Diluvium 737.
 Knochenfische, erste 618.
 Knochenhöhlen 219, 735—737, mit Spuren des diluvialen Menschen 745—750.
 Knochenlehm von Pikermi 705.
 Knochensand von Eppelsheim 693, 696.
 Knollensteine 444, 680.
 Knorria im Devon 429, im Carbon 457, 470.
 Knotenglimmerschiefer als Contactgestein 297.
 Knotengrauwacken 299.
 Knotenkalk siehe Kramenzelkalk.
 Knotenschiefer 405, als Contactgestein 297, 299.
 Knotenthonschiefer, als Contactgestein 297.
 Knottenerz 521.
 Kobalterzgänge im Urschiefer 389, im Zechstein 508.
 Kobaltvitriol 202.
 Kochsalz in Flüssigkeitseinschlüssen 38, als Steinsalz 36, als Sublimationsproduct 443, im Meere 302, 304, in Salzseen 304, 305.
 Köpinger Sandstein 649.
 Körnige Gesteinsstruktur 22, 290.
 Köbener Schichten 560.
 Kohlen 54, ihre Entstehung 273; s. unter Kohlenbecken, Kohlenflötze, Braunkohlen und Steinkohlenflötze.
 Kohlenbecken von Großbritannien 467, von Belgien und Aachen 469, von Westfalen 469, von Osnabrück, Saarbrücken 470, von Wettin 471, von Zwickau und Lugau 472, von Ober- und Niederschlesien 473, von Brünn 474, vom Donetz 475, von Frankreich 475, von Nordamerika 476, von China 476.
 Kohlenbildende Pflanzen 277, 278, 452, 477, 540, 623, 683.
 Kohlenculm 466, 467.
 Kohleneisenstein 44, im Carbon 454.
 Kohlenflötze im Silur 407, im Devon 429, im Carbon 454, 466—480, im Rotliegenden 490, 493, 496, 497, im Keuper 535, 539—542, 546, im Lias 566, 578, im Dogger 580, in der Kreide 644, 623, im Wealden 652, im Oligocän 675, 677,

- 680—688, im Miocän 695, 704, interglaciale 730.
- Kohlenformation, productive 368, 449.
- Kohlengebirge 466, flötzarmes 495, wildes 497.
- Kohlengesteine, Familie der 50, ihre Unterscheidungsmerkmale, 52, ihre Entstehung 275, ihre Contactmetamorphose 293, 477, 680.
- Kohlenkalk 454, 464, 465, 466, oberer 467—469, 474.
- Kohlenkeuper 539, 540.
- Kohlenletten 535, 539.
- Kohlensandstein 450.
- Kohlensäure, als Gesteinseinschluss 33, als vulkanisches Product 440, 444, 457, 284, in den Sickerwassern 494, 203, 242, als Zersetzungsmittel 203, 242, 245, durch Verwesung von Pflanzen und Tieren entstehend 494, 265, 267, 274, 274, 278, endogene 344, in der Kohle 274, in der Atmosphäre 494.
- Kohlensaurer Kalk, in heißen Quellen 458, in den Sickerwassern 494, seine Auflösung 498, im Dolomit 459, in Quellen 246, in Flüssen 217, Ausscheidung 203, 209, 244, seine Ausscheidung durch Organismen 265, 269, 307—342. Vergl. Kalkcarbonat, Kalkspat und Kalkstein.
- Kohlenstoff in den Kohlengesteinen 50, 273, absorbiert im Erdkern 456.
- Kohlenstoffeisen 90.
- Kohlenwasserstoff als Reductionsmittel 267, aus Pflanzen entstehend 267, 276, 278, als vulkanisches Product 284.
- Kohrnit 420.
- Kok, durch Contactmetamorphose erzeugt 293.
- Kompass, seine Benutzung 324.
- Kongsberg 389.
- Koninckina Leonardi 556.
- Koninckinenschicht 576.
- Kootanie-Gruppe 626, 653.
- Koprolithen 309, im Keuper 540.
- Korallen, Lebenssphäre derselben 467, kalkabscheidend 270, 309.
- Korallenbauten als Beweise für Senkungen 467, als tierische Kalkausscheidungen aus d. Meere 270.
- Korallenfacies des Devons 439, 446, des Malm, 604, 602.
- Koralleninseln 44, 274, ihre Bildung als Beweis für Senkung des Meeresbodens 467.
- Korallenkalk, petrogr. Beschr. 41, seine Bildung 274, 309, im Silur 408, im Devon 439, 442, 446, im Dogger 585, 586, im Malm 588, 589, 595, 604, 602, 603, in der Kreide, von Faxe 646, 636.
- Korallenkreide 643.
- Korallenmergel 724.
- Korallenoolith 600, 603.
- Korallenriffe 467, 274, in der alpinen Trias 557, 558, im Malm 589, 595, 604, 602. in der Kreide 646.
- Korallensand, 274, 749, 724, 725.
- Korycaner Schichten 632.
- Kounovaer Schichten 498.
- Krakatau 426, 446, 489, 264.
- Kramenzelkalke 427, 442, 446, 485.
- Kratere 427, hufeisenförmige 430.
- Kraterinseln 434.
- Krebse, breccienbildend 266.
- Krebsscherenplatten 604.
- Kreide, petrogr. Beschr. 42, zoogen 308, in Marmor umgewandelt 294.
- Kreideformation 367, 644, untere 620, obere 634.
- Kreidemergel 643, 632.
- Kreidetuff, seine Bildung 308, 643, von Maastricht 647, 634, 636, 647.
- Kreuznacher Schichten 494.
- Krosstensgrus, Krosstenslera 258, 746.
- Kryptokrystalline Structur der Gesteine 22.
- Krystalle, zerbrochene 74, fremde als mikroskopische Einschlüsse in K. 30.
- Krystallgruppen 20.
- Krystallhöhlen 244.
- Krystallinische Gesteine 22, 54.
- Krystallinischer Quarzsandstein 44, 440, im Buntsandstein 520.
- Krystallinische Schichtenreihen, Genesis 309, 346.
- Krystallinische Schieferformation 384, ihre Entstehung 342.
- Krystallisierter Sandstein 444.
- Krystallkeller 244.
- Krystallsandstein 44.
- Krystalltuffe 420, im Rotliegenden 499.
- Küsten, säculare Hebungen ders. 462, Senkungen ders. 466, 244, Zerstörung ders. 242.
- Küsteninseln 43.
- Küstenriffe 274.
- Kugeldiorit, petrogr. Beschr. 77.
- Kugelgranit 59.
- Kugelige Absonderung 344.
- Kugelporphyr 66.
- Kugelporphyr, petrogr. Beschr. 63.
- Kupfer, gediegenes im Melaphyr 268, 393, durch Reduction entstanden 268, am Lake Superior 393.
- Kupfererzgänge, -lagerstätten in den arch. Format. 378, 379, 384, 389, im Silur 406, im Devon 428, im Rotliegenden 494, im Zechstein 504, 506, 508, 542, im Buntsandstein 524, im New red sandstone 548.
- Kupferglanz, seine Bildung 268.
- Kupferkies, seine Bildung 202, in der Gneißformation 378, in der Glimmerschieferformation 384, im Devon 428.
- Kupferkniest im Rammelsberg 428.
- Kupferlettenflötz des Zechsteins 506.
- Kupfersandstein 268, 542.

Kupferschiefer 418, 222, 504, Entstehung seines Erzgehaltes 268.
 Kupfervitriol 202.
 Kuppelförmige Schichtenlage 329.
 Kuppen, vulkanische 454, 340, 707.
 Kuppenvulkane, ihre Entstehung 454.

L.

Laach, sein Vulkangebiet 434, 436, 707.
 Laacher Schichten 470.
 Labiatusmergel, -pläner, -quader 643, 650.
 Labrador, Zersetzung desselben 206.
 Labradorporphyrit 87.
 Labyrinthodonten im Rotliegenden 493, im Buntsandstein 522, im Keuper 537, in der amerik. Trias 547, L. Rütimeyeri 522.
 Laccolithen 452, 289, 339.
 Laccopteris 623.
 Ladinische Stufe 555.
 Laëkenien 664.
 Längsbeben 490.
 Längsspalten der Gletscher 247.
 Längsthäler 229.
 Längsverwerfungen 330, 333.
 Lagenförmige Structur 347.
 Lagenglimmerschiefer 408.
 Lagengneiß 97.
 Lager 320, von Eruptivgesteinen 287, 338, 344, im Präcambrium 392, im Silur 424, Devon 439, im Carbon 480, im Rotliegenden 498, in der Trias 564.
 Lagergänge 342.
 Lagergranit 375, 386.
 Lagerstätten d. Erze, siehe Erzlagerstätten.
 Lagersyenit 386.
 Lagerung, durchgreifende 287, 337, 349, überkippte 326, synklinale, antiklinale, gefaltete 325, 328, bassin-, kuppel-, kahnförmige 329, gleichförmige (concordante), ungleichförmige (discordante) 333, übergreifende 243, 334; s. Auf-, Ein-, Überlagerung.
 Lagomys pusillus 744, Sardus 737.
 Lagopus albus 740.
 Lagune 244.
 Lagunenriffe 274.
 Lake Superior, Melaphyr mit ged. Kupfer und Silber am, 393, Algonkium am 393.
 Lamberti-Thone 584.
 Lamna 618, 702.
 Lamprophyr, syenitischer 74, dioritischer 77.
 Land, seine Verteilung auf der Erdoberfläche 44.
 Landenien 664.
 Landschneckenkalk 695.
 Laosaurus 592.
 Lapilli, petrogr. Beschr. 409, Entstehung 444.

Laplace's Hypothese 7, 370.
 Laramiegruppe 653.
 Lateralsecretion 243.
 Lateralverschiebung 333.
 Laterit 447, seine Bildung 208.
 Latimaeandra 534, 646.
 Laubhölzer, erste, in der Kreide 645, 626, 632, 653, 660, 675, 677, 683, 689.
 Laumontit in Blasenräumen 240, auf Gängen 242.
 Laurentische Formation 374.
 Laurus in der Kreide 645, 682, im Oligocän 675.
 Lava 67, 447, trachytische 72, andesitische 79, basaltische 94, 94, 96, mehlartige, lose, blockartige, wulstig-runzelige, zackig-zerrissene 449, Emporwallen, Zersprätzen derselben im Krater 443—445, 449, Eruption derselben 429, 444, 447, Fortbewegung der Lavaströme 447, Wärmeleitfähigkeit, Wassergehalt ders. 449, ihr Gehalt an Gasen 456.
 Lavagänge in Vulkanen 430—432.
 Lavakegel 429, 447.
 Lavaströme 429, 430, 434, 340, der Eifel 707, von Laach 707, 708.
 Lebacher Schichten 494.
 Leberschiefer 525.
 Lecanocrinus im Silur 440.
 Lechgletscher 729.
 Leda Deshayesiana 685, 694, perovalis 683, pygmaea 704, truncata 726.
 Ledathon 738.
 Ledburyschiefer 447.
 Lederschiefer 424, 425.
 Lehestener Schiefer 473.
 Lehm, petrogr. Beschr. 447, Entstehung 303.
 Lehrberger Schicht 539.
 Leia, im Carbon 463.
 Leimitz-Schiefer 424, 425.
 Leiodermaria 454.
 Leitfossilien 364.
 Leithakalk 698.
 Lemming 744.
 Lenneporphyr 424.
 Lenneschiefer 438, 440, 446.
 Lenticuläre Einlagerungen 320, 376, 384.
 Leperditia, cambrisch 400, silurisch 445.
 Lepidodendron im Devon 429, im Carbon 454, 456, 467, in der Dyas 494.
 Lepidophloios 456.
 Lepidopteris Ottonis 539, Stuttgartiensis 535.
 Lepidospongia rugosa 637.
 Lepidostrobos 456.
 Lepidotus gigas 570, Mantelli 624, maximus 590.
 Leptaena im Silur 440, im Lias 568.
 Leptaenakalk 449, 425, -schicht 576.
 Leptolepis 590, 598.
 Leptoria 639.
 Lepus variabilis 744.

- Letten, bunte, im Rotliegenden 489, im Zechstein 504, im Buntsandstein 520, 523, im Keuper 535, 539.
 Lettenkohle 535, 539, 540.
 Lettenkohलगruppe 539, 540.
 Lettenkohlsandstein 539, 540.
 Leucit mit Mikrolithen 30, 31, 93.
 Leucitbasalt, petrogr. Beschr. 89, 93.
 Leucitfels 94.
 Leucitgesteine 78.
 Leucitit 89, 93.
 Leucitophyre 75, 93.
 Leucitphonolith 75.
 Leucittephrite 25.
 Leucittrachyt 75.
 Leucittuff 423, von Laach 708.
 Leukophyr 86.
 Leukoxen 84.
 Lewisian 393.
 Lherzolith 96.
 Lias 367, 566.
 Libellen in Flüssigkeitseinschlüssen 33, im Steinsalz 36.
 Libocedrus 677.
 Liburnische Stufe 644.
 Lichas 416.
 Liebenerit-Porphyr 78.
 Liegende Falten 326.
 Liegendes 324.
 Ligérien 639, 648.
 Lignit, petrogr. Beschr. 50, im Oligocän 680.
 Lima elongata 638, gigantea 536, 570, lineata 528, praecursor 536, semisulcata 637, striata 528.
 Limburgit 95, im Tertiär 710.
 Limmatische Gesteine 445.
 Limnaeus im Purbeck 598, longiscatus 674, stagnalis 720, ovatus 724.
 Limnerpeton 494.
 Limnische Facies 360.
 Limulus im Carbon 463, Decheni 682.
 Lindenthaler Hyänenhöhle 737, 749.
 Lineare Erdbeben 485.
 Lingula 393, 400, 410, Credneri 502, 503, tenuissima 523, 537.
 Lingula flags 402.
 Lingulella 400.
 Linsenförmige Einlagerungen 320, 376, 384.
 Linthgletscher 728.
 Liodon 618.
 Liparit, petrogr. Beschr. 66, 68, Entstehung 288, im Tertiär 707.
 Liparitbimsstein 69.
 Liparitgläser 68.
 Liparitkegel 454, 707.
 Liparitobsidian 69.
 Liparitpechstein 68.
 Liparitperlit 68.
 Liquidambar europaeum 704.
 Liriodendron 702.
 Lithionitgranit 59.
 Lithodomus lithophagus 465.
 Lithographische Schiefer von Solenhofen 588, 597, von Nusplingen 595, 604.
 Lithoid 67.
 Lithophysen 63, 66.
 Lithosphäre 44.
 Lithostrotion basaltiforme 459.
 Lithothamnien, Kalk abscheidend 273, 308, 698.
 Litoralbildungen 243, 303.
 Litorale Facies 360.
 Litorinella acuta, inflata, ventrosa 695.
 Litorinellenkalk, -thon 695.
 Litteratur, geologische 2.
 Littorina littorea 723.
 Littorinaschichten 724.
 Lituities im Silur 443.
 Llandeilo flags 417, 423.
 Llandovery-Stufe 417, 423.
 Llarnvirn-Schiefer 425.
 Loa 429.
 Localfacies der Grundmoräne 258.
 Lochfelsen 604.
 Locustiden, carbonische 463.
 Löß, seine petrogr. Beschr. 417, seine äolische Bildung 263, im Diluvium 737, jüngerer, älterer 738, 739, Chinas 264.
 Lößbecken, ihre Bildung 264.
 Lößkindel, -lehm, -sand 24, 417, 737.
 Lösungen von Mineralien, ihre Bildung 457, 495, 497, 203.
 Londonthon 665.
 Longitudinale Dislocationsbeben 490.
 Lonsdaleia 459.
 Lophiodon 674, 673, 675, 679.
 Loup Fork-beds 705.
 Lower greensand 624, 632.
 Lower new-red-sandstone 544.
 Lower oolites 587.
 Loxolophodon 664.
 Loxonema, silurisch 442, carbonisch 463, im Zechstein 504.
 Lucina im Silur 442, im Devon 432, concentrica, mutabilis 668, plana 585, saxorum 668.
 Lucinenbank 585.
 Ludlow-Group 417, 423.
 Lübtheener Sand 693.
 Lücken in der Schichtenreihe als Beweis für Oscillationen 169.
 Luftatmende Tiere, die ersten 463.
 Luftsättel 325, 328.
 Lugauer Kohlenfeld 472.
 Lumachellen, ihre Bildung 266.
 Lunzer Sandstein 558.
 Luxemburger Sandstein 578.
 Luzern, sein Gletschergarten 235.
 Lyckholmsche Schicht 425.
 Lycosaurus 549.
 Lydit, petr. Beschr. 45.
 Lyme Regis 570.
 Lyntongruppe 446.
 Lyra 646.

Lytoceras fimbriatum, *jurense* 574, *torulosum* 582.

M.

Maare 436, 839, 744, von Leach 767, Randecker, von Urach 744.

Macaluba 280.

Machairodus cultridens 705.

Machimosaurus 390.

Macigno 646, 672.

Maclurea 400, *Logani* 442.

Macrocephalenstufe 584, 587, 588.

Macrocephalites macrocephalus 584.

Macrocheilus obovatus im Devon 432.

Macroscaphites *Yvani* 629.

Macrospendylus 569.

Macrostachya 452.

Maestra subtruncata 720.

Mächtigkeit der Schichten 319, 323.

Maentwrog 402, 408.

Murische Braunkohlenformation 688.

Maestrichtien 6 9, 643.

Magas 646, *pumilus* 636.

Magere Steinkohle 34.

Magma des Erdinneren 44, 456, 437, 264, seine Spaltung 290.

Magmabasalt 95.

Magnesiicarbonat im Dolomit, seine Auslaugung 200, im Flusswasser 217, seine Abscheidung aus dem Meere 305, 314.

Magnesian Limestone 544.

Magnet Eisen 49, seine Umwandlung in Rot-eisenerz 304, als Contactmineral 295, 296, in der Gneißformation 378, im Prä-cambrium 394, im Devon 442.

Magnetisensand 09, -stein 49, 376, 394.

Magnetkies in der Gneißformation 378.

Magnolia in der Kreide 645.

Mainzer Becken 692, 695, M. Stufe 703.

Majouia 646.

Makrokrystallinische Gesteinsstruktur 32.

Malm 588.

Malmstein 576.

Mammaliferous Crag 703.

Mammut 720, 784, 740, 744.

Mandeln 24, 24, 240, 288, im Diabas 85, im Melaphyr 88, im Basalt 94.

Mandelsteine. siehe unter Mandeln.

Manebacher Schichten 496.

Manganerze 64, im Rotliegenden 500.

Manganit im Zechstein 500.

Mangansuperoxyd im Tiefseeschlamm 308.

Mansfelder Kupferschiefer 222, 504.

Mantelförmige Umlagerung 334.

Manticoceres intumescens 434, 439, 446.

Marcellus-Schiefer 446.

Marine Facies der Formationen 359.

Marlecker 24.

Marmolatakalk 537.

Marmor, petr. Beschr. 40, seine Entstehung aus dichtem Kalkstein 479, 394—396, 298, 300.

Marsupites 616, *ornatus* 636, 637.

Maschenstruktur im Serpentin-Olivin 207.

Massenanhäufung in den Senkungsfeldern 473.

Massendefecte in den Gebirgen 475.

Masseneruptionen 434, 435, 659, 707.

Massengesteine 56, 57.

Massige Gesteine 25, ihre Classification 54, ihre tabellarische Übersicht nach Zirkel 56, ihre Genesis 382, ihre Lagerungsformen 387, ihre Absonderungsformen 342.

Massige Struktur 25, bei Eruptivgesteinen 444.

Massige Vulkane, ihre Entstehung 454, 455, ihre Struktur 33.

Massivs 289, 339.

Mastodon 694, 742, 743, *arvernensis* 700.

giganteum, *longirostre* 696.

Mastodontosaurus giganteus 537, 540.

Mastrichter Kreide 636, 646, 647.

Matratzenförmige Verwitterung 204.

Mauthner Schichten 426.

Mayencien 693.

May Hill-Sandstein 447, 423.

Mechanische Thätigkeit des Wassers 494, 222, 226, des Meeres 244.

Mecklenburgian 723.

Medina-Sandstein 422, 425.

Mediterran Stufe 696, 696, mediterrane Triasprovinz 552, m. Juraprovinz 603, 604, mediterranes Tithon 597.

Medicottia 5 3.

Medullosa stellata im Rotliegenden 492.

Meekoceras beds 552, 562.

Meer, seine Verteilung auf der Erdoberfläche 44, sein Becken, Boden, Grund, seine Tiefe 46, sein Salzgehalt 304, sein Mineralgehalt 247, 248, 340, seine zerstörende, transportierende und wiederabsetzende Thätigkeit 241—242, seine Absätze 303.

Meeresbeben 480.

Meeresboden, -grund, seine Senkung 467.

Meeresmolasse, untere 676, 677, obere 702.

Meeressand 678, von Weinheim 694.

Meeresaurier im Muschelkalk 528, im Lias 564, 568.

Meeresspiegel als Vergleichshorizont 462, seine Niveauveränderungen 470.

Meeresterrassen Norwegens, Schottlands 64, 242 728.

Meereswasser in die Tiefe injiziert 456, sein Mineralgehalt 247, 248, 304.

Megaceros euryceros, *Ruffii* 720, 744, *hibernicus* 735.

Megalaspis 446.

Megalodon cucullatus 432.

Megalodus triquetus 564.

Megalonix 703, 742, 743.

- Megalosaurus** 648, 624.
Megaphyllites Jarbas 557.
Megaphytum, im Carbon 454.
Megatherium 742, 744.
Megerlea 646, *pectunculus* 593.
Mehlartige Lava 449.
Meißner 453, 293, 709.
Melanerpeton pulcherrimum, pusillum 494.
Melania inquinata 665, *laurae* 678, *strombiformis* 624, *turritissima* 674.
Melanienkalk 678.
Melanopsis Martiniana 699.
Melaphyr, petr. Beschr. 87, mit Mandeln 88, 240, Entstehung 288, im Präcambrium 393, im Carbon 480, im Rotliegenden 498, im New red sandstone 547, in der alpinen Trias 564.
Melaphyrbomben 289, im Carbon 484, im Rotliegenden 500.
Melaphyrbreccien 500.
Melaphyrconglomerate im Carbon 480, im Rotliegenden 500.
Melaphyrmandelstein, petr. Beschr. 88, Entstehung 240.
Meletta 672.
Melierte Erze im Rammelsberg 429.
Melilithbasalt 89, 94.
Melocrinus, silurisch 440, devonisch 430.
Melonites 464.
Mendoladolomit 534.
Menevian-Schichten 402, 403.
Mensch der Diluvialzeit 746—754.
Mergel, petr. Beschr. 447, Entstehung 308, im Buntsandstein 520, im Muschelkalk 525, 534, im Keuper 535, 539, im Lias 566, im Dogger 579, im Malm 589, in der Kreide 643.
Mesopithecus 705.
Mesozoische Formationsgruppe 364, 367, 545, Rückblick auf dieselbe 656.
Metallcarbonate, ihre Entstehung 202, ihre Zersetzung 242.
Metalle, ihre Umwandlung 202, ihre Entstehung durch Reduction 268.
Metalloxyde, ihre Bildung, ihre Zersetzung 202.
Metallsalze in Lösung 202, ihre Zersetzung 243, ihre Reduction 267, 268.
Metallsilicate, ihre Zersetzung 242, 243.
Metallsulfate, ihre Entstehung 202, 242, ihre Reduction 202, 267.
Metamorphose der Gesteine durch vulkan. Dämpfe 477, 478, tectonische, Dislocations- oder Stauungs-M. 478, allgemeine oder Regional-M. 478, 343, plutonische 343, tectonische 478, 344, hydrochemische 345, durch Eruptivgesteine 294—300.
Metopias diagnosticus 537.
Meudon, Mergel von 668.
Meulières de Montmorency 676.
Miascit 73.
Michelinia 459.
Mickwitzia 400.
Micopsammit 444.
Micrabacia 646, *coronula* 639.
Micraster 646, 640, *breviporus* 632, 639, *coranguinum* 636, 639, *cortestudinarium* 632, 639, *glyphus* 636, 637.
Micrasterkreide 639.
Microbrachis 494.
Microdon 590.
Microlestes antiquus 537, 544, 545.
Micronodon tenuirostris 547.
Mikrobreccienstructur 99, 402, 476, 479.
Mikrochemische Reactionen 27.
Mikrofelsit, mikrofelsitische Structur 62.
Mikrofluktuationsstructur 23, 32, 68, 287, 288.
Mikrogranit, porphyrischer 60, 294.
Mikroklingsneiß 98.
Mikrokrystalline Structur 22, 62.
Mikrolithe 23, concentrisch-zonale Anordnung 30, 34.
Mikropegmatit 60.
Mikroperthit 99.
Mikroskop, seine Anwendung in der Petrographie 25, 27.
Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinsbestandteilen 28.
Miliola 646.
Miliolitenkalk, seine Bildung 308, im Eocän 668.
Millericrinus 589.
Millstone grit 466, 468, 474.
Mimoceras 439.
Mineralabsätze in Drusen und Blasenräumen 240, auf Spalten 244, 344, in Höhlen 243, durch Quellen 245, 246.
Mineralgänge, ihre Bildung 475, 244, 344, Material und Structur ders. 346, ihre Andauer, ihr Aufsetzen 349, im Gneiß 378, im krystall. Schiefer 384, 386, im Silur 406, im Devon 428, 446, 448, im Carbon 454, 480, im Rotliegenden 490, 500, im Zechstein 504, 506, im Buntsandstein 524, 526, im New red sandstone 548, in der Kreide 655.
Mineralquellen 444, 457, ihre Entstehung 493, 209, Gangbildung durch sie 243, ihre Absätze 457, 460, 244, 245—247.
Mineralsolutionen, ihre Entstehung 493, 495, 497, 202, 203, 209, Absätze aus denselben 240, in Spalten, Höhlen 240—243, 344, an der Erdoberfläche 245, 246, in Flüssen 247, im Meere 248, metamorphosierender Einfluss 499, 345.
Mineraltrümer 244.
Minerogene Sedimentärgesteine 304, 302.
Minette, petr. Beschr. 74, Entstehung 288, 294.
Minimusthon 628.
Miocän 366, 680, 688, 695, 696, 700, (von Mainz) 692, (von Norddeutschland) 700, (von Oberschlesien, der Schweiz und Südbayern) 702.

Mississippi, sein Delta 241.
 Missouri-Kohlenfeld 476.
 Mittelcambrium 404, 402, 403.
 Mitteldevon 436, 439, 446.
 Mitteleocän 665, 668, des Elsass 678.
 Mitteleuropäische Juraprovinz 604, 605.
 Mittellauf der Flüsse 231.
 Mittelmoränen 254.
 Mitteloligocän 675, 676, 678, 685, 694.
 Mittelpläner, -quader 643, 650.
 Mittelschenkel der Falten 326.
 Moa im Diluvium 745.
 Modiola hirudiniformis 522.
 Mofetten 140, 141.
 Molasse, Molassenformation von Etrenchy, der Schweiz 676, rote 677, graue 702.
 Mollusken, kalkabscheidend 272, 309.
 Monodonta Cassiana 555.
 Monograptus 440.
 Monotis Albertii 532, salinaria 557, 559, 560.
 Monotiskalk 532, -schichten 552, 563.
 Montana-Gruppe 653.
 Monte Bolca, Kalkschiefer 674.
 Monte Nuovo 131.
 Monte Somma 132, 145.
 Montlivaultia im Muschelkalk 531, sessilis im Malm 595.
 Montmartre, Gyps dess. 675.
 Monzonit 70, seine Contactmetamorphose 295, in der alpinen Trias 561, 562.
 Moorkohle 50, 680.
 Moose, Kalktuff bildend 266, Torf bildend 277, in der Culturschicht von Schussenried 746.
 Moostorf 50, 277.
 Moränen 253, diluviale 716, 721, 725, 726, 729, 731, 732.
 Moränen-Amphitheater von Como, von Ivrea 729.
 Moränenlandschaft 720, 729.
 Moränenmergel 724.
 Mosasaurus 618, 637.
 Mosbacher Sande 739.
 Moschusochse 741.
 Mucronatenkreide 637, 642.
 Mühlsteinporphyr, petrogr. Beschr. 63.
 Mündermergel im Purbeck 598, 600, 603.
 Münstergewand 482.
 Münzenberger Blättersandstein 694.
 Muggendorfer Höhle 736.
 Mulden, Muldenlinie 325.
 Murbrüche 237.
 Murchisonaestufe 585.
 Murchisonia, silurisch 442, devonisch 482, triadisch, Blumi 556.
 Murex aquitanicus 696, 701, asper 667, octonarius 701, plicatus 702.
 Muschelbänke, gehobene 164, als Kalkabscheidungen aus dem Meere 272, im Diluvium 724.
 Muschelkalk 367, 525—535, alpiner 554.
 Muschelsand, seine Bildung 266.

Muschelsandstein 526, 533, 702.
 Muschelthon, arktischer 164, 165, 719, 723, 725.
 Muscovitgneiß 98, 375.
 Muscovitgranit 59.
 Muscovitschiefer 103, 382.
 Mustela 748.
 Mya arenaria, truncata 723.
 Myacites musculoides 528, fassensis 554.
 Myalina im Silur 412.
 Mylodon 742, 743.
 Myodes lemmus, obensis, torquatus 740.
 Myophoria cardissoides 528, costata 522, 554, elegans 536, Goldfussi 534, 536, 540, Kefersteini 557, laevigata, orbicularis 528, pes anseris 534, postera, Raibiana 536, 540, simplex 534, Struckmanni, transversa 536, vulgaris 528, 536.
 Myophorienschichten 554.
 Mystriosaurus 569.
 Mytiloides-Pläner 638.
 Mytilus edulis 723, 726, Faujasi 695, Hausmanni 103, socialis 694.
 Mytilusbänke von Tarbeck 720, 724.

N.

Nadelkohle 50.
 Nagelflue, petr. Beschr. 118, in der Molasse 677, diluviale 731.
 Nagelkalk 567.
 Naphtha 53, Entstehung 276, 279.
 Nassa pygmaea 687, reticulata 725, tenuistriata 701.
 Natica, im Zechstein 504, triadisch, gregaria 528.
 Naticella costata 554.
 National Park-Geysirs 157, 160.
 Natrolith in Blasenräumen 210, 211.
 Natroncarbonat, seine Bildung 203, 205, 215.
 Natronfeldspat, Zersetzung desselben 203, 205, 215.
 Natronglimmerschiefer 103.
 Natrongranit 59.
 Natronsilicate, Zersetzung derselben 203, 205, 215.
 Nattheimer Korallenkalke 595, -Schichten 600, 601.
 Natürliche Züchtung 335.
 Nautilus, silurisch 443, carbonisch 461, im Zechstein 504, im Muschelkalk bidorsatus 528, in der Kreide danicus 636.
 Nebengemengteile der Gesteine 20.
 Nebengestein der Gänge durch Eruptivgesteine metamorphosiert 291.
 Nebenkegel, Nebenkratere 127, 131, 137, 147.
 Necks 289.
 Negative Verschiebung der Strandlinie 171.
 Nehdener Schiefer 439, 446.

- Nehrungen 244.
 Neocom 367, 620.
 Neogen 366, 688, des Mainzer Beckens 692, 693, des Wiener Beckens 696, von Norddeutschland 700, Bayerns und der Schweiz 702, Englands 703, Nordamerikas 705.
 Neovulkanische Gesteine 286, 288, 707.
 Nephelin, seine Zersetzung 244.
 Nephelinbasalt 89, 92, 709, 710.
 Nephelindolerit, petrogr. Beschr. 92, von Löbau, des Katzenbuckels 710.
 Nephelingesteine 78.
 Nephelinite 82, 89.
 Nephelinsyenit 78.
 Nephelintephrite 95.
 Nephrit 46, in der Gneißformation 376.
 Nereiten im Cambrium 400, im Devon 443, 446.
 Nereitenschichten, -schiefer 443, 446.
 Nerinea 590, 620, 639, bruntrutana, pyramidalis, tuberculosa 595, visurgis 603.
 Nerineenschichten 590, 600, 603.
 Neritina concava 674.
 Nester 22.
 Neuropteris im Devon 429, im Carbon 454, im Rotliegenden 490, im Muschelkalk, Gaillardoti 527, im Dogger 580.
 Nevadit 67.
 Newcastle-Steinkohlenformation 487.
 New Red Sandstone Englands 545, Nordamerikas 546.
 Niagarafälle, ihr Zurückschreiten 227, ihre erodierende Thätigkeit als Zeitmaß 284.
 Niagarakalkstein 422, 425.
 Niederrheinisches Tertiär 679.
 Niedersächsisches Kreidegebiet 647.
 Niederschlesisches Steinkohlenbecken 473, n. Oligocänbucht 679.
 Niederschöna, seine pflanzenführenden Schichten 615, 632.
 Niederterrasse 734, 739.
 Nil-Delta 240.
 Ninety fathom dyke 483.
 Nitratgesteine 36.
 Niveauveränderungen des Bodens 462, 240, in Skandinavien 463, 464, Serapistempel 465, durch Korallenbauten bewiesen 467, 267, in vergangenen Perioden 468, zwingen zu Wanderungen der Floren und Faunen 469, 470, 356, 704, in der Juraformation 599, in der Kreideformation 615, 622, im Tertiär 658, im Diluvium 723, (siehe Oscillationen).
 Nodosaria im Zechstein 503, in der Kreide 646, 634, im Oligocän 685.
 Nodosenkalk 533, -schichten 534.
 Nonionina 646.
 Nordamerikanisches Präcambrium 393, Cambrium 402, 405, Silur 422, 425, Devon 445, 446, Carbon 476, Perm 512, New red sandstone-Formation 546, Kreide 652, Tertiär 672, 705, Glacialgebiet 734, 742.
 Norddeutsche Braunkohlenformation 680, 688; norddeutsches Glacialgebiet 742.
 Nordische Geschiebe, Grundmoräne 746, 747, 724, 725.
 Norfolkian 726.
 Norische Stufe 554, 552, 553, 555, 558.
 Norit, petrogr. Beschr. 82, seine Entstehung 289.
 Noritpechstein 83.
 Noritporphyrit 83.
 Normalgefällscurve der Flüsse 234.
 Norwegische Küste, ihre Niveauveränderungen 462, 463, 723; n. Gletscher 252.
 Norwich crag 703.
 Nothosaurus im Muschelkalk, mirabilis 528, 530, latifrons 529, im Keuper 537, 540.
 Nova Scotia, sein Kohlenfeld 476.
 Nucula im Devon 432, im Carbon 462, amygdaloides 666, Chasteli 683, Hammeri 582, lineata, strigilata 556.
 Nulliporenkalk, seine Bildung 308.
 Numismalenmergel 576, 577.
 Nummulitenformation, -schichten 670.
 Nummulitenkalk 44, seine Bildung 308, 379, im Eocän 670, 674.
 Nummulites im Eocän 670, laevigatus 667, 668, nummularius 670, planulatus 667, 668, Puschi 670, scaber 668, 670.
 Nunataker 246, 252.
 Nusplinger Kalkplatten 595, 600, 604.
 Nyrschaner Schichten 498.

O.

- Obercambrium 401, 402, 403.
 Obercarbon 466, 467, 474.
 Oberdevon 436, 439, 444, 443, 446.
 Obere Kreide 634.
 Obereocän 667, 670, 678.
 Oberer Geschiebelehm 724, 725.
 Oberer Jura 588.
 Oberhöfer Schichten 495.
 Oberlauf der Flüsse 234.
 Oberoligocän 675, 676, 678, 687.
 Oberquader 643, 650.
 Oberschlesisches Kohlenbecken 473, Blei- u. Zinkerzlagertstätten 526.
 Obersenon 637.
 Obersilur 446, 425.
 Obolella 400.
 Obolus 400, Apollinis 403, 420.
 Obolus-Sandstein 402, 403.
 Observiertes Streichen der Schichten 324.
 Obsidian 69, 75, 288.
 Oceane, ihre Verteilung auf der Erdoberfläche 44, Umrisse, Grund, Boden, Tiefe ders. 46, ihre Entstehung 480, ihre mechanische Thätigkeit 244; siehe Meer.
 Oceanische Inseln 43.

- Ockerkalk 421, 425.
 Odontopteris im Carbon 454, im Rotliegenden 491.
 Odontopteryx 666.
 Odontornithen 649.
 Ölregionen von Nordamerika 58, 276, 279, 428, des Elsass 276, 279, 678.
 Ölschiefer 53, 118, im Lias 576.
 Öninger Schichten 702.
 Öselsche Gruppe 425.
 Ogygia 415.
 Olcostephanus asterianus 621, gigas 595.
 Old Faithfull Geysir 160.
 Oldhamia 513.
 Oldhaven beds 665.
 Old Red Sandstone 427, 436, 444, 445, 446.
 Oleandridium 623.
 Olenellus 398, 408.
 Olenellus-Schichten, -Stufe 401, 402, 405.
 Olenus 400, -schichten im Cambrium 402, 403.
 Oligocän 366, Oligocänformation Sünglands 673, im Pariser Becken 675, der Schweiz 676, des Elsass 677, Norddeutschlands 679.
 Oligoklas, seine Zersetzung 205.
 Oligoklas-Biotitgneiß 98.
 Olivin, seine Umwandlung in Serpentin 207.
 Olivindiabas 86.
 Olivinfels 96, 377, 384.
 Olivingabbro 84, 376.
 Olivingesteine, petr. Beschr. 96, 108.
 Omphyma 408.
 Onchus 415.
 Oneida-Conglomerat 422, 425.
 Onondaga-Salzgruppe 422, 425.
 Oolites 587.
 Oolith, petrogr. Beschr. 44, Entstehung 341, im Muschelkalk 525, im Dogger 579, im Malm 565, 588, 593, 595.
 Oolithe inférieur 587.
 Oolithenformation, Oolithengebirge 565.
 Oolithische Structur 23, Eisenerze 566, 579, 671, 672.
 Oolithischer Kalkstein 44, 314, siehe unter Oolith.
 Opal, edler 122.
 Opalinusstufe 585.
 Opatowitzer Kalkstein 582, 534.
 Operculina 646.
 Opicalcit 40, 378.
 Ophiderpeton 494.
 Ophioceras raricostatum 570.
 Ophioderma im Muschelkalk 530.
 Ophit, petrogr. Beschr. 86.
 Ophitische Structur 84.
 Oppelia tenuilobata 600.
 Orbitoides 616.
 Orbitulina 616, 639.
 Orbitulinenkalk 630, -mergel 644, 645.
 Oreodon 673.
 Organisches Leben als geolog. Agens 265, —280, Entwicklung desselben 308, 354, 355, 358, 368, 366, 390, im Prä-cambrium 393, im Cambrium 398, im Silur 407, im Devon 429, im Carbon 454, im Perm 489, 502, 544, im Mesozoicum 545, 550, im Jura 564, 580, 589; in der Kreide 614, 656, im Tertiär 660, 689, im Diluvium 733, 740, 742, 746.
 Organismen, producieren Kohlensäure 194, 267, 273, 276, bilden Gesteine 266, 270, 272, 307—312, als Reductionsmittel 194, 267, Kalksteine bildend 266, 310, Schwefelwasserstoff liefernd 268, 278, Kohlen bildend 273, 277, Gasquellen bildend 278, Schlammvulkane bildend 279, 280.
 Organogene Gesteine 301, 307—312.
 Orgeln, geologische 198, 199, 214.
 Oriskany-Gruppe, O.-Sandsteine 446.
 Ormoceras im Silur 443.
 Ornatenthone 584, 586.
 Orthis im Cambrium 400, im Silur, canaliculata, elegantula, lynx, vespertilio 410, im Devon striatula, tetragona 432.
 Orthisina 400.
 Orthisschiefer 425.
 Orthoceras, cambrisch 400, silurisch 442, timidum 413, devonisch 432, carbonisch 461, permisch 543, triadisch 554, dubium 559, elegans 555.
 Orthoceras-Schiefer von Wissenbach 439, 440, 446.
 Orthocerenkalk im Silur 449, 425, im Devon 440, 443, 446.
 Orthoklas, seine Zersetzung 204, seine Neubildung 212.
 Orthoklasgesteine, quarzhaltige 55, quarzfreie 69, 75.
 Orthoklas-Nepheliningesteine 78.
 Orthoklasporphyr, quarzfreier, petrogr. Beschr. 70, im Rotliegenden 498.
 Orthoklasporphyroid 102.
 Ortstein 49.
 Osborne-Series 673.
 Oscillationen des Bodens 162, 165, der Küsten Skandinaviens 163, in früheren geologischen Zeiträumen 168, zwingen zu Wanderungen der Faunen- und Floren 169, 170, 356, im Jura 599, in der Kreideformation 645, 622, 644, im Tertiär 658, 680, 689, im Diluvium 723, 726.
 Osteolepis 435.
 Ostracodenthon 533.
 Ostrauer Schichten 467, 474.
 Ostrea, triadisch 528, im Jura 564, im Dogger 580, longirostris 677, macroptera 629, Marshi 583, cretaceisch 617. O. armata 637, bellovacina 668, callifera 677, 694, carinata 632, 643, cyathula 677, 694, diluviana 632, 638, edulis 704, 720, 725, flabellula 668, haliotoidea 638, lamellosa 696, montis caprilis 558, multicostata 668, placunoides 528,

rastellaris 603, ventilabrum 683, vesicularis 636.
 Ostreabänke von Blankenese 720.
 Ostreenkalke 585, -mergel 676.
 Otoceras beds 552, 562.
 Otodus 618, obliquus 666.
 Otozamites 536, 580.
 Otozoum Moodii 547.
 Ottnang, Schlier von 693.
 Ottrelithphyllit 405, 383.
 Ottweiler Schichten 458, 467, 470.
 Ovibos fossilis 720, moschatus 740.
 Ovoiden, Ovoidenmergel 577.
 Oxford 593, 600, O.-oolites 587, -clay 600, -schichten 603.
 Oxydationsprocess 204.
 Oxyrhina 618, 702.
 Ozokerit 276.

P.

Pachydiscus 618, peramplus 622.
 Pachyteichisma lopas 595.
 Pässe des Mississippideltas 241.
 Paffrather Kalke 438, 446.
 Palaeaster im Silur 440, im Devon 430.
 Palaeochinus 464.
 Palaeocoma im Silur 440.
 Palaeogen 664.
 Palaeohatteria longicaudata 494.
 Palaeoniscus im Carbon 463, Freieslebeni 502, Vratislaviensis 492, 510.
 Palaeophonos 415, 418, 425.
 Paläopikrit 86, 96.
 Palaeoporellen, Kalk absondernd 278, 308, 403.
 Palaeorhynchus 672.
 Palaeostachya 452.
 Palaeotapirus 670.
 Palaeotherium 660, 675, 679, 692.
 Paläovulkanische Gesteine 56, 286, 288, im Präcambrium 392, im Cambrium 398, im Silur 424, im Devon 445, im Carbon 480, im Rotliegenden 498, in der alpinen Trias 561, im New red sandstone 547.
 Palaeoxyris 536.
 Palaeozoicum 389.
 Paläozoische Formationen 364, 368, 389, Rückblick 544.
 Palagonitfels 423.
 Palagonittuff, petrogr. Beschr. 428.
 Palatinit 87.
 Paleocän 664, 668.
 Palissya 536.
 Palmacites daemonorhops 683.
 Palmatopteris 455.
 Paludina im Purbeck 593. P. diluviana 720, 724, fluviorum 624, orbicularis 674.
 Paludinenschichten 699, -bänke 724.
 Pampas, die Diluvialablagerungen der P. 743.
 Panchetschichten 487.
 Paniselien 664.
 Panopaea Menardi 697, 702, Norwegica 703.
 Pantellerit 68.
 Panzerganoiden im Silur 445, im Devon 435, 437.
 Papierkohle 50, 680.
 Papiertorf 50.
 Paradoxides 398, -stufe 402, 403, 404, 405.
 Paragonitschiefer, petrogr. Beschr. 403.
 Paralische Facies 360.
 Parallelstruktur, discordante, ungleichförmige 319, 520.
 Parasitische Kegel 427, 434.
 Pareiosaurus 549.
 Pariser Grobkalk 668, Pariser Becken, Stufe 608, 645, 667, 675.
 Parkinsoni-Stufe 585.
 Parkinsonia Parkinsoni 584.
 Partnach-Schichten 556.
 Passage beds 447.
 Pebidian 395.
 Pechkohle, ihre Entstehung durch Contact-metamorphose 293, im Carbon 454.
 Pechstein 65, 68, seine Entstehung 288, im Rotliegenden 498.
 Pechsteinfelsit 65.
 Pechsteinporphyr 65.
 Pechsteinporphyr 78.
 Pechtorf 50.
 Pecopteris im Devon 429, im Carbon 454, im Rotliegenden, arborescens 494, 512 in der Trias 546, im Dogger 580.
 Pecten, carbonisch 462, dyadisch 503, triadisch 528, cretaceisch 647. P. asper 638, 639, bellicostatus 683, crassitesta 624, 628, decussatus 687, discites 528, 550, filiosus 558, Jacobaeus 704, Janus 687, islandicus 723, 726, laevigatus 528, muricatus 637, palmatus 696, permistus 685, personatus 582, pusillus 503, quadricostatus 636, solarium 696, varians 603.
 Pectinitenkalk 585.
 Pectunculus obovatus 677, 694, Philippi 686, pilosus 697, 704, 702, pulvinatus 667.
 Pedina im Malm 589.
 Pegmatit 60, 212.
 Pegmatitische Gänge 212.
 Pelagische Sedimente 303, 305, Facies 360.
 Pelagosaurus 569.
 Pélé's Haar 96, 443.
 Pelit, Strukturverhältnis 24, 416.
 Pelosaurus laticeps 494.
 Peltoceras bimammatum, transversarium 593, 600.
 Pemphyx Sueuri 528.

- Pennsylvanien, seine Petroleumvorkommen 279, 428, Anthracitvorkommen 276, 476.
 Pentacrinitenbank 576, -platte 585.
 Pentacrinus basaltiformis 574, briareus 570, 575, briaroides 574, scalaris 570, 576, subangularis 575, tuberculatus 576.
 Pentamerus, silurisch 440, borealis, conchidium, esthonus 440, 425, galeatus 432, Knighti 444.
 Pentremites (Pentatremites) im Devon 430, im Carbon 460.
 Peperin, petrogr. Beschr. 423.
 Perarmatenschichten 603.
 Peressips 244.
 Peridotite 96.
 Perioden, geologische 357, 363, 366—369.
 Perisphinctes polyplocus 593, transitorius 598, 600.
 Perldiabas 85.
 Perlit (Perlstein), petrogr. Beschr. 63, im Tertiär 744.
 Perm, Permische Formation 368, 488, Deutschlands 488, Englands 540, Frankreichs 544, Russlands, Nordamerikas 542; seine pelagische Facies 543.
 Permo-Carbon 544.
 Perna aviculaeformis 557, Sandbergeri 694.
 Peronella caminensis 530.
 Peterwyn-Gruppe 446.
 Petrobates truncatus 494.
 Petrogenetische Geologie 1, 283.
 Petrographische Geologie (Petrographie) 1, 48.
 Petroleum, petr. Beschr. 58, Entstehung 276, P. im Devon 429, im Tertiär 678.
 Petrolsand 54, 678.
 Pferd, seine Stammformen 692, im Diluvium 720, 733, 739, 744, 743.
 Pflanzen, verwesende, reducierend 267—269, Kalk abscheidend 269, 273, Kohlensäure bildend 194, 267, 278, 279, Kohlen bildend 276, 277, 473, 474, Gasquellen bildend 278, ihre fortschrittliche Entwicklung, Umänderung, Vervollkommnung s. unter organ. Leben und Faunen u. Floren.
 Phacops 445, latifrons im Devon 434.
 Phascolotherium 584.
 Phasianella Bronni 556.
 Phenacodus 673.
 Phillipsia 463, 543.
 Phlegräische Felder 444.
 Phoca groenlandica 724.
 Phoenicites 683.
 Pholadomya acuticostata 593, caudata 637, Murchisoni 583.
 Pholidogaster 464.
 Pholidosaurus 624.
 Phonolith, petr. Beschr. 74, seine Entstehung 288, seine Zersetzung 244, seine Eruption im Tertiär 707, 709.
 Phonolithconglomerat 422.
 Phonolithgläser 75.
 Phonolithkegel 451.
 Phonolithobsidiane 75.
 Phonolithtuff, petr. Beschr. 422.
 Phosphatgesteine 39.
 Phosphorit 39, im Devon 447, im Lias 578, in der Kreide 644, im Hils 628, im Oligocän 676, 685, 686.
 Phragmoceras im Silur 443, im Devon 432.
 Phycodenschiefer 405.
 Phycodes circinatus 400.
 Phyllit 404, seine Contactmetamorphose 296, in der Phyllitformation 369, 382, glimmerglänzender und thonschieferähnlicher 383, im Präcambrium 396.
 Phyllitformation 385.
 Phyllitgneiß 405, 383.
 Phylloceras heterophyllum 574, ptychoicum 598, in der Kreide 648.
 Phyllocytes thuringiacus 473.
 Phyllograptus 440.
 Phyllopora 505.
 Phymatoderma granulatum 575.
 Phymosoma ornatissimum 637.
 Physiographische Geologie 4, 5.
 Phytogene Sedimentgesteine 265—273, 304, 307, 477, 478, 623, 684.
 Pic von Teneriffa 434.
 Picea Engleri 685.
 Piesberger Carbon 470.
 Pietra verde 564.
 Pikermi, Knochenlehm von, 705.
 Pikrit 96.
 Piltongruppe 446.
 Pinacoceras floridus, Metternichi, parma 557, 559.
 Pinie, vulkanische 444.
 Pinitgranitit 294.
 Pinitquarzporphyr 64.
 Pinna diluviana 636.
 Pinus im Oligocän 677.
 Piperno 72.
 Pisidium amnicum 720, 724, fontinale 746.
 Pisolith 44, seine Bildung 458.
 Pisolithenkalk von Paris 637, 639.
 Pithecanthropus erectus 705.
 Placenticeras nisum 628.
 Placodermen im Devon 435, 437.
 Placodus gigas 528.
 Pläner 643, 632, 638, 643.
 Plänerkalk 632.
 Plagiaulax 598, 598.
 Plagioklas, seine Zersetzung 208.
 Plagioklasamphibolit 376.
 Plagioklasbasalt 89, 208.
 Plagioklasdolerit 89, 94.
 Plagioklasgesteine 54, 76, 80.
 Plagioklasgneiß 98.
 Planorbis discus 674, euomphalus 674, pseudammonius 678, spirorbis 720.
 Planorbisschichten 576.
 Planschwitzer Diabastuff 443, 446.

- Plasticität der Schichten, der Gesteine 176, des Eises 249.
 Plattendolomit 504.
 Plattenförmige Absonderung der massigen Vulkane 453, 444, Mineralmassen 444.
 Plattenkalke im Rhät 353, von Solenhofen 597, Eimbeckhäuser 599, 602.
 Platyceras im Silur 442, im Devon 439.
 Platychelys 590.
 Platycrinus 460.
 Platyostoma 482.
 Platsomus gibbosus, striatus 502.
 Platyostrophia 444.
 Plauenscher Grund, sein Rotliegendes 497.
 Plectodus im Obersilur 447.
 Plesiochelys 590.
 Plesiosaurus 565, 646.
 Pleuraster im Muschelkalk 536.
 Pleurodictyum problematicum im Devon 430.
 Pleurotoma Beyrichi, Bosqueti 683, cataphracta 697, Duchasteli, regularis 685, subdenticulata 687, turricula 704.
 Pleurotomaria, silurisch 443, devonisch 482, carbonisch 463, im Zechstein 504, im Lias 570, im Dogger 586.
 Pliocän 360, 688, 695, des Wiener Beckens 699, Norddeutschlands 700, Englands 703, Italiens 704, von Pikermi 705, Javas 705.
 Plombières, Mineralbildungen durch die dortigen Thermen 244.
 Plutonische Gesteine 285, 286, ihre Entstehung 289, pl. Metamorphismus 290, 343.
 Plymouthgruppe 446.
 Pneumatolyse 390.
 Podocrates 643.
 Podozamites im Lias 567, im Dogger 586, im Wealden 624.
 Polandian 725.
 Polare Juraprovinz 604.
 Polargletscher 36.
 Pole, ihre Verschiebung 694.
 Polierschiefer, petr. Beschr. 46, seine Entstehung 266.
 Pollicipes 643.
 Polyoelia 503.
 Polyedrische Absonderung 343.
 Polygene Conglomerate 442.
 Polyhalitregion von Stassfurt 507.
 Polypen, kalkabscheidend 270, 308.
 Polypora 503.
 Pompeji 439, 446.
 Pontische Stufe 699, 705.
 Popanoceras 543.
 Populus in der Kreide 645, 632, im Tertiär 701.
 Porambonites im Silur 440.
 Porfido verde antico 87.
 Poröse Structur 24.
 Porospongia 595.
 Porphybreccie 63, 443.
 Porphyrconglomerate des Rotliegenden 500.
 Porphyrfacies des Granite 60, 294.
 Porphyrische Structur 23, 287.
 Porphyrischer Mikrogranit 60, 294.
 Porphyrit, petrogr. Beschr. 77, quarzhaltiger 78, Entstehung 288, im Präcambrium 393, im Carbon 486, im Rotliegenden 498.
 Porphyritconglomerat im Rotliegenden 500.
 Porphyritpechstein 78.
 Porphyroide, petr. Beschr. 402, ihre Entstehung 450, im Devon 444, 446, 447.
 Porphyroidschiefer 444, 446.
 Porphyrtuff, petr. Beschr. 420, seine Entstehung 288, im Rotliegenden 499.
 Portagegruppe 446.
 Portland, Portlandien 593, 600, 602.
 Porzellanerde 445.
 Porzellanjaspis 447, Entstehung 293.
 Posidonia Becheri 463, Bronni 574.
 Posidonienschiefer 465, 574, -schichten 575, 576, 577.
 Posidonomya-Posidonia.
 Posidonomyengesteine des Dogger 588.
 Posilliptuff 422.
 Positive Verschiebungen der Strandlinie 471.
 Postpliocän 712.
 Potamidenschichten 693.
 Poteriocrinus 460.
 Potomacgruppe 645, 626, 652.
 Potsdam-Group 402, 405.
 Präcambrische Formation, Präcambrium 365, 592.
 Präglacialer Flussschotter 725.
 Predaziti 295, Predazzo 364.
 Prehnit in Blasenräumen 240, auf Gängen 242, als Contactmineral 295.
 Prestwichia 463.
 Prezzokalk 554.
 Primordialschichten, -stufe 402.
 Prismatingranulit 400.
 Prismatische Absonderung durch Contactmetamorphismus 294, bei massigen Vulkanen 453, der Eruptivgesteine 343.
 Proberstein 45.
 Procänformation 644.
 Productive Steinkohlenformation 263, 449, 466—480.
 Productus im Carbon 464, 462, im Zechstein 503; P. Cancrii 512, giganteus 462, horridus 503, longispinus, scabrusculus, semireticulatus 462.
 Productuskalk des Perm 543.
 Proetus im Devon 484, im Carbon 463.
 Proganochelys 537.
 Pronorites 463.
 Propalaeotherium 670.
 Propylit 79, 744.
 Proterster im Silur 440.
 Proterobas 86.
 Proterosaurus Speneri 502.
 Protobastit, Protobastitfels 82.

Protocardia Ewaldi 544, Hillana 632, rhaetica 536, 544, 545, 560.
 Protocaris 400.
 Protogin 60.
 Protogingneiß 99, seine Entstehung 180.
 Protolarix 683.
 Protolyellia 400.
 Protospongia 400.
 Protriton petrolei 498.
 Proviverra 673, 676.
 Przibramer Grauwacke 402, 404.
 Psammit, sein Strukturverhältnis 24.
 Psammochelys 537.
 Psammodus 463.
 Psaronius im Rotliegenden 491.
 Psephit, Strukturverhältnis 24.
 Pseudodiadema im Malm 589, in der Kreide 616.
 Pseudomonotis Clarai 554, speluncaria 503, substriata 574, echinata 584.
 Pseudomonotiskalke 552, 562, -schichten 552, 563.
 Pseudomorphosen 196, nach Kochsalz 302, 320, 521, 539.
 Pseudomorphosensandstein 525.
 Psiloceras planorbis 570.
 Psilomelan im Rotliegenden 500.
 Psilonotenschichten 576, 577.
 Psilophyton im Devon 429.
 Pteraspis 415.
 Pterichthys 435.
 Pterinea im Devon 432.
 Pteroceras Oceani 593, 603, -schichten 602.
 Pterocérien 600.
 Pterodactylus im Dogger 584, im Malm 592, 597, in der Kreide 618.
 Pterodon 676.
 Pterophyllum im Rotliegenden 492, im Keuper 336, im New red sandstone 546, im Lias 367, im Dogger 580, 584, im Wealden 624; P. Braunianum, Jaegeri 536, 544, comptum 584, longifolium 536, 540, Münsteri 544, Preslianum 584.
 Pteropodenschlamm 272.
 Pterozamites 336.
 Pterygotus 418.
 Ptychites im Muschelkalk, dux 528.
 Ptychoceras 618.
 Ptychodus 618.
 Ptycholepis Bollensis 570, 572, 575.
 Puddinggranit 59.
 Puddingstein 113.
 Puerco-Gruppe 673.
 Pulvermaar 136, 707.
 Pupa, carbonisch 463, muscorum 737, 746.
 Purbeck 598, 600, 602, 630.
 Puzzolan, petr. Beschr. 122.
 Pygaster im Malm 589.
 Pygurus rostratus 637.
 Pyrenäen, ihre Gletscher zur Glacialzeit 252, 734.
 Pyrina pygaea 621, 629.
 Pyrit 78, 106.

Pyrolusit im Rotliegenden 500.
 Pyromeride 63.
 Pyropissit 51, 680.
 Pyroxenandesit 79.
 Pyroxengranitporphyr 64, 498.
 Pyroxengranulit 99, 100, 376.
 Pyroxen-Quarzporphyr 64, 498.
 Pyrula condita 696.

Qu.

Quaderformation 611.
 Quadersandstein 111, der Kreideformation 612, 632, 649.
 Quadraten-Kreide 637, 642.
 Quartärformation 866, 712.
 Quarz, in Blasenräumen 210, in Höhlen 214, auf Gängen 211, 346.
 Quarzandesit 79.
 Quarzaugitdiorit 76.
 Quarzbrockenfels, petr. Beschr. 115.
 Quarzdiabas 86.
 Quarzdiorit 76.
 Quarzfreie Hornblende-Andesite 79.
 Quarzfreie Orthoklasgesteine 69.
 Quarzfreier Orthoklasporphyr 70, Entstehung 288.
 Quarzführende Hornblende-Andesite 79.
 Quarzgänge, edle 388.
 Quarzglimmerdiorit 76.
 Quarzhaltige Orthoklasgesteine 55, Diorite 76, Porphyrite 78.
 Quarzit 44, in d. Gneißformation 377, in der krystall. Schieferformation 383, im Devon 427.
 Quarzitsandstein, Kahleberger 442.
 Quarzitschiefer 44, archaischer 383.
 Quarzkeratophyr 64, im Devon 447.
 Quarzphyllit 383.
 Quarzporphyr 64, 62, deformierter 102, 180, seine Entstehung 288, seine Contactmetamorphose 293, 294, im Carbon 480, im Rotliegenden 498.
 Quarzporphyrit 78.
 Quarzpropylit 79.
 Quarzsandstein, krystallinischer, petrogr. Beschr. 44, 110.
 Quarztrachyt 66, 711.
 Quebeckgruppe 423, 425.
 Quecksilbererze 500.
 Quellabsätze 198, 216.
 Quellen, heiße 10, 111, 157, intermittierende 158, mineralhaltige 157, 215, ihre Entstehung 193, 223, ihre Absätze 157, 160, 215, harte 198, 216, gypsführende 197, 217, 219, artesische 224, siehe unter Mineralquellen u. Mineralsolutionen.
 Quellkuppen 154, 340.
 Querbeben 190.
 Quercus in der Kreide 615, im Oligocän 675, im Miocän 694.
 Quercy, Säugetierfauna des 676.

Querspalten der Gletscher 247.
 Querthäler 229.
 Querverwerfungen 333.

R.

- Radiolarien, Gesteine bildend 266, im Silur 407.
 Radiolarienschichten 266.
 Radiolitenkalk 644, 646.
 Radiolites 617, 636, 639, 645, cornu pastoris 639, lumbricalis 645.
 Radnitzer Schichten 474.
 Radowenzer Schichten 467, 474.
 Räuberhöhle 748.
 Raibler erzführende Schichten 552, 557.
 Raikyllsche Schicht 425.
 Raised beaches 464.
 Rammelsberg 428.
 Randecker Maar 436, 744.
 Randspalten der Gletscher 247.
 Rangifer groenlandicus 720, 724, 740, tarandus 740, 747.
 Rapakiwi 58, 59, 716.
 Raseneisenstein, petrogr. Beschr. 49, Entstehung 267.
 Rastrites im Silur 440.
 Rastriteschiefer 424, 425.
 Rauchwacke 42, im Zechstein 504.
 Reading Series 664.
 Recente Bildungen 750.
 Receptaculites Neptuni 429.
 Recoarokalk 554.
 Red Crag 703.
 Reductionsprocesse 494, 267—273.
 Regelation 250.
 Regentropfen. Eindrückeders. 469, 302, 320, 324, 546.
 Regenwürmer, Erde bildend 267.
 Regionalmetamorphose 478, plutonische 342, tectonische 478, 344, hydrochemische 345.
 Reibungsbreccien 444, 350.
 Reiflinger Kalk 554.
 Reihenvulkane 437, 438.
 Relaisbeben 485.
 Relictenseen 462.
 Remopleurides 446.
 Renntier der Diluvialzeit 720, 724, 726, 737, 740.
 Reptilien im Rotliegenden 494, im Mesozoicum 545, im Buntsandstein 522, im Muschelkalk 534, im Keuper 537, im Karoosandstein 548, im Jura 564, 568, 590, in der Kreide 648, 626.
 Requienia ammonia 629.
 Retiolites im Silur 440.
 Reußgletscher 728.
 Rhät, Rhätische Stufe 367, 539, 544, 551, 552, 560.
 Rhamnus im Tertiär 702.
 Rhamphorhynchus im Malm 592, 597.
 Rheingletscher 728.
 Rheinisches Schiefergebirge 437, 440, 446.
 Rheinthal als Grabenversenkung 472, 545, sein Diluvium 739.
 Rhinoceros 699, antiquitatis 725, incisivus 695, leptorhinus 704, Mercki 720, 735, 739, 744, Schleiermacheri 705, tichorhinus 720, 723, 735, 744.
 Rhizocorallium Jenense 524.
 Rhodocrinus 460.
 Rhododendron ponticum 730.
 Rhön, ihre Vulkane 709.
 Rhombenporphyr 70, 86, im Diluvium 716.
 Rhonegletscher 728.
 Rhyncholithus hirundo 528.
 Rhynchonella, silurisch 440, devonisch 432, im Muschelkalk 528, im Lias 568, im Dogger 580, in der Kreide 617; R. cuboides 432, 439, Cuvieri 638, decurtata 528, 554, depressa 624, inconstans 604, lacunosa 593, Mentzeli 528, octoplicata 636, parallelepipeda 432, psittacea 703, 723, pugnus 432, rimosa 574, varians 584.
 Rhynchosaurus 546.
 Rhyolith, petr. Beschr. 66.
 Rhytidolepis 454.
 Riccarton-Graptolithenschiefer 447.
 Riesenelenn 735.
 Riesengranit 340, 387.
 Riesenoolith 44.
 Riesensalamander 702.
 Riesentöpfe 234, 748.
 Riesenvogel Neuseelands 746.
 Riffe, ihre organogene Entstehung 344, im Zechstein 505, der alpinen Trias 553, 557, 558, im Malm 604.
 Riffacies der alpinen Trias 553, des oberen Jura 595, 604.
 Rifskorallen, ihre Bauten 467, 270, 309, 344.
 Ringelerze 347.
 Ringwälle, ringförmige Umwallungen der Vulkane 432.
 Rippelmarken 320, 324.
 Rissoa alpina 558.
 Ritzen, glaciale. auf Geschieben 254, 256, 742, 745.
 Rixdorfer Diluvialfauna 724, 725.
 Rochlitzer Berg 289.
 Roderberg 709.
 Röt 520, 523, Rötelschiefer 489.
 Rogenstein, petrogr. Beschr. 44, Entstehung 344, im Buntsandstein 520.
 Rohrbach'sche Flüssigkeit 25.
 Rollstenslera 746.
 Rollstücke, ihre Entstehung 302.
 Rosenhöfer Zug 484.
 Rostellaria macroptera 666.
 Rotalia 634, 685.
 Rotatorische Erdbeben 482.
 Rote Molasse 677.
 Roteisenstein 49, in Brauneisenstein umgewandelt 200, seine Bildung aus Magnet-

eisen 201, archaischer 379, 384, im Prä-cambrium 394, im Silur 406, im Devon 447, 449, im Jura 567, 579.

Roter Galmei 524.

Roter Gneiß 98.

Rotliegendes 368, 489.

Rotomagien 639, 643.

Rotzinkerz in der Gneißformation 379.

Rotzoschichten 568, Kalksteine von 578.

Rudisten, in der Kreide 617, 620, 636, 639, 643, s. Hippuriten.

Rudistenkalke 639, 641, 643, 645.

Rücken in der Zechsteinformation 508.

Rückzugsgebilde, glaciale 254, 255, 717, 720, 725, 729, 732.

Ruhrbecken 469.

Rullstenssand 721, -grus 722.

Rumpfgebirge 476, 286.

Rundhöcker 256, in Norddeutschland 715, 725.

Runzelung der Schichten 329.

Rupelien, Rupelthon 674, 685.

Ruscheln 448.

Rußkohle 51.

Rutilnadelchen 419.

Rutschflächen 334.

Rybniker Schichten 474.

S.

Saarbecken, Carbon 470, Rotliegendes 494, 510.

Saarbrücker Kohlenfeld 470, S. Schichten 467, 470.

Sabal major im Oligocän 683, im Miocän 694.

Sables nummulitiques de Cuise 668, moyen 669.

Sächsisch-böhmische Schweiz, durch Erosion entstanden 228; Jura 607, Quader 649, 651.

Säculare Niveauveränderungen 462—468, 240, 638.

Säuerlinge 440, 441.

Säugetierreste, im Keuper 537, in der Trias 549, im Dogger 581, im Malm 593, im Purbeck 598, in der Kreide 619, im Eocän 668, 673, im Tertiär 660, im Eocän 668, 673, im Oligocän 673, 675, im Neogen 691, im Diluvium, Europas 720, 735, 740, Sibiriens 741, Nordamerikas 742, Südamerikas 743, Australiens 745, Neuseelands 746.

Säulenförmige Absonderung der Eruptivgesteine 294, 343.

Sagenopteris in der Kreide 624.

Saigere Gänge 349.

Salbänder 338, 349.

Salenia 616, Heberti 637.

Salinamergel 422, 425.

Salitamphibolit 107, 376.

Salitdiabas 86.

Salix in der Kreide 615, 632, im Oligocän 675; S. polaris 720.

Salmiak als vulk. Sublimationsproduct 143.

Salpeter 37.

Salsen 279.

Saltholmskalk 649.

Salvinia 683.

Salzachgletscher 729.

Salzberggestein 637.

Salzgebirge 307.

Salzgehalt der Quellen 215, der Flüsse 217, des Meeres 218, 304, des Toten Meeres 306, der Salzseen 307.

Salzlager, ihre Entstehung 304, vergl. Steinsalz.

Salzseen 306, Großer 307.

Salzsteppe 264.

Salzthon 446, seine Bildung 304, im Zechstein 507, im Muschelkalk 525, im Keuper 535, 539, im Tertiär 700.

Samland, sein bernsteinführendes Oligocän 684, seine Braunkohlenformation 685.

Sand, petr. Beschr. 108, vulkanischer 109, Entstehung 145, 302, von Winden transportiert 262, seine Entstehung 287, im Oligocän 680, von Etampes 676, Stettiner 685, 686, von Eppelsheim 696, Decksand 720.

Sanderze, im Rotliegenden 490.

Sandgebläse 264.

Sandlingschichten 552.

Sandlöß 738.

Sandr 255.

Sandschliffe 264.

Sandstein, Strukturverhältnis 24, petr. Beschr. 140, krystallisierter 441, im Präcambrium 392, im Cambrium 398, im Silur 406, 417, im Devon 427, 436, im Carbon 450, im Culm, flötzleerer 466, im Rotliegenden 489, im Buntsandstein 367, 519, im Keuper 535, 539, im Lias 566, im Dogger 578, in der Kreide 612, 631; von Fontainebleau 676, der Molasse 676, 702, alter roter 436, neuer roter 545, 546.

Sandstürme, Sandwüsten 263.

Sanidin, seine Zersetzung 205.

Sanidinit 72.

Sanidintrachyt, petrogr. Beschr. 71.

Sansino 693, 704.

Santonien 639, 643.

Santorin 134.

Sarcagletscher 729.

Sarmatische Stufe 698.

Sassafras in der Kreide 615.

Sassolin als vulkan. Product 141.

Sattel, Sattellinie 325.

Sauerquellen 440, 441, 215.

Sauerstoff, absorbiert im Erdkern 157, in den Sickerwassern 194, Oxydationsprocesse durch denselben 201, 202, 265, 267.

Saumriffe, ihre Bildung 467, 271.

- Saurichthys im Keuper 537, acuminatus 541, apicalis 528, 545.
 Saussuritgabbro 376.
 Sauzeistufe 585.
 Saxonian 725.
 Scaglia 646.
 Scalaria communis 720, groenlandica 703.
 Scalpellum 618.
 Scanian 726.
 Scaniornis 618.
 Scaphitenpläner 638, 642, 651.
 Scaphites 618, aequalis 632, 638, auritus 639, binodosus 637, Geinitzi 632, 639, gibbus 636, pulcherrimus 637.
 Scenella 400.
 Schaben, carbonische 463.
 Schäreninseln 12, 256.
 Schalenbreccien 286.
 Schalstein 121, im Silur 424, im Devon 447.
 Scharung von Gängen 350.
 Schatzlarer Schichten 467, 474.
 Schaumkalk 42, 525, 531, 532.
 Scheuersteine 254, 717.
 Schichten, ihre Biegsamkeit 172, 318, ihr Auskeilen 320, ihr Übergang 321, ihre Aufrichtung 322, 323, auf dem Kopfe stehende, überkippte 323, ihr Streichen 324, Fallen 325, ihre Faltung 172, 176, 325, ihre Absenkung 172, 329, ihre Verwerfung 172, 176, 330.
 Schichtenaufrichtung 323.
 Schichtenbau 318, umlaufender 329, treppenförmiger 331.
 Schichtenbiegungen 329.
 Schichtencomplexe, Schichtengruppen 321, Bestimmung ihres Alters 361.
 Schichtenfolge 321.
 Schichtenkopf 320.
 Schichtenlage, schwebende 322.
 Schichtenreihen, Lücken in denselben als Beweise für Oscillationen 169, ihre Wechsellagerung 321, ihre Gliederung 363, 366—369.
 Schichtenstauchung 324.
 Schichtenstellung 321, fächerförmige 328.
 Schichtenstörungen 172, 176, mit Erdbeben verknüpft 190, durch Auslaugung 220, 221, durch Gletscher 257, 718, durch Aufrichtung 322, durch Faltung 325, durch Absenkung 329, durch Verwerfung 330, ihre Altersbestimmung 334, 336, 361.
 Schichtensysteme 321, 358, 363.
 Schichtflächen 318—321.
 Schichtquellen 223, 224.
 Schichtung, Strukturverhältnis 24, 302, 318.
 Schichtvulkane 126.
 Schiefe Falten 326.
 Schieferformationen, krystallinische 381, ihre Entstehung 312.
 Schiefergebirge, hercynisches 436, rheinisches 437, 446.
 Schiefergesteine, krystallinische 96.
 Schieferige Structur 23.
 Schieferkohle 51, interglaciale 730, 731, 735.
 Schieferletten 118, des Rotliegenden 489, im Buntsandstein 520.
 Schieferthon 118, Entstehung 303, im Carbon 450, im Rotliegenden 489, im Lias 566, im Dogger 579, in der Kreide 613.
 Schieferung, transversale, falsche 177, der Eruptivgesteine 180, des Eises 247, 250.
 Schildkröten im Malm 590, in der Kreide 618, im Wealden 626, im Neogen 689.
 Schilfsandstein 539, 540.
 Schillerfels, petr. Beschr. 82.
 Schizodus obscurus 503, 504.
 Schizoneura Lehmanniana 535. paradoxa 521.
 Schlackendecke, -panzer, -rinne, -säcke der Lavaströme 149, 150.
 Schlackenschornsteine 148.
 Schlackentuffe 120, im Rotliegenden 499, im Tertiär 708.
 Schlackige Structur 24, 287.
 Schladebach. Bohrloch von 9.
 Schlagende Wetter 275.
 Schlamm, blauer, grüner, roter 243, 303.
 Schlammfluten, vulkanische 146, 184.
 Schlammgesteine, Strukturverhältnis 24, 145, ihre Entstehung 302.
 Schlammgesprudel 160, 279.
 Schlammvulkane 184, 279.
 Schlangenhügel 526.
 Schlepp 719.
 Schleppen der Gänge 350, der Schichten 329—331.
 Schlerndolomit 556.
 Schlier von Ottnang 698.
 Schlieren 340.
 Schlißflächen, glaciale 256, 715.
 Schloenbachia 618, inflata 628, varians 632.
 Schlotheimia angulata 570.
 Schlotten, im Gyps 38, ihre Bildung 197, 219, ihr Einsturz 197, 220, 222, im Zechstein 504.
 Schmelzlinie der Gletscher 250.
 Schmelzwasser der Gletscher 249.
 Schmutzbänder, -streifen auf Gletschern 248.
 Schnee, Schneeeis 35.
 Schneeberg, seine Silbererzgänge 389.
 Schneeeule 740.
 Schneehase 740.
 Schneelinie 245, 250.
 Schörlschiefer 106.
 Schollenlava 149.
 Schollenförmige Auflagerung 334.
 Schotter 109, seine Ablagerung 238, pliocän, bei Rippersroda 700, diluvialer 719, 725, 731, 733, 738.
 Schotterkegel der Gletscher 255.
 Schotterterrassen 238.

- Schottlands Meeresterrassen 164, Vergletscherung 726.
 Schrammen auf Geschieben 254, 256, 257, 745, 747, 783.
 Schratten, ihre Bildung 499.
 Schrattenkalk 629.
 Schraubensteine 430.
 Schreibkreide 42, 308, 643, 634, 649.
 Schriftgranit, petr. Beschr. 60.
 Schüttergebiete 488, -linien 490.
 Schuppenlurche im Carbon 464, im Rotliegenden 493.
 Schuppenstructur der Gebirge 332, 333.
 Schuppige Structur der Gesteine 23.
 Schussenried 746, Culturschicht von 747.
 Schutt, vulkanischer 409, 429, 445.
 Schuttbreccien 444.
 Schutthalden, -kegel 429, 233.
 Schwaden 275.
 Schwadowitzer Schichten 467, 474.
 Schwammfacies des Malm 604, 602.
 Schwammkalke 589, 595, 600, 604, 602.
 Schwammriffe 342, 604.
 Schwarzer Jura 565.
 Schwarzerde 447.
 Schwarzkohle 54, 293.
 Schwarzwald, als Bruchgebirge 473.
 Schwebende Gänge 349, -Schichten 322.
 Schweden, Hebung seiner Küste 464, 720, seine Vergletscherung 712, 715, 716, 719, 721, 724.
 Schwefel, als vulkanisches Sublimationsproduct 440—443, absorbiert im Erdkern 456, als Quellabsatz 217, im Meereswasser 248, als Ausscheidung durch organische Substanz 267, 269.
 Schwefelbakterien 269.
 Schwefelcalcium aus Gyps 269.
 Schwefelhöhlen 440.
 Schwefelige Säure, als vulkanisches Product 440, 441, 442, 284.
 Schwefelkies, seine Zersetzung 202, seine Ausscheidung 242, 268, in Höhlen 244, in der Gneißformation 378, im krystall. Schiefer 384, goldhaltiger 385, im Devon 429.
 Schwefelmetalle, ihre Umwandlung in schwefelsaure Metalloxyde 202, ihre Zersetzung und Ausscheidung 242, 244, 267—269.
 Schwefelquellen 458, 246, 269.
 Schwefelsäure, als vulkan. Product 440, 441, 442, im Meere 248.
 Schwefelsaurer Kalk in Quellen und Meeren 493, 304.
 Schwefelwasserstoff, als vulkan. Product 440, 441, 442, 284, Zersetzungen vermittelt desselben 242, in Schwefelquellen 246, im Meere 247, Entstehung aus Organismen 268, 269, 278.
 Schweizerbild 744.
 Schweiz, sächsisch-böhmische 607.
 Schwelkohle 54.
 Schwerspat als Gestein 39, seine Bildung, sein Auftreten in Gängen 241, 346.
 Schwühl 293.
 Schybiker Salz 700.
 Sclerocephalus labyrinthicus 494.
 Scoleopteris 454.
 Scolithus 400.
 Scorpione im Silur 407, 448, im Carbon 463.
 Scutellenschichten 693.
 Scyphia infundibuliformis 638.
 Secretionen 21, ihre Bildung 240—245.
 Sedimentärformationen, ihre Gliederung 363, 366, 369.
 Sedimentärgesteine, terrigene 243, phyto-gene, zoogene 265—273, 278, 304, 307, Entstehung, Material 300, ihre Kennzeichen, Schichtung und Wechsellagerung 302, minerogene 302, pelagische 303, 305.
 Sedimentgesteine, s. Sedimentärgesteine.
 Seebeben 488.
 Seen, Entstehung derselben durch Einstürze 224, als Klärungsbecken 239, Salzseen 306, 307.
 Seetanglager im Lias 575.
 Seewen-, -kalkschichten, -mergel 644.
 Seifen, petr. Beschr. 409.
 Seismische Erscheinungen 484, Linien 490.
 Seismochronograph 486.
 Seismograph 485.
 Seißer Schichten 554.
 Seitenerosion 233.
 Seitenmoränen 253.
 Seitenschenkel der Falten 326.
 Semionotus Bergeri 537.
 Semionotus-Sandstein 539.
 Semipartitusschichten 534.
 Semnopithecus 694, 705.
 Senkung, säculare, der Küsten 462, 244, abwechselnd mit Hebungen 465, locale 466, des Seebodens 467, ganzer Continente 468, 480, in früheren Zeiträumen 468 (s. Oscillationen und Niveauveränderungen).
 Senkungsfelder der Erdkruste 438, 480, des Meeresbodens 467, ihre Entstehung 484.
 Senon 367, 634, 639, 642.
 Senonquader 634, 637.
 Septarien 24, im Oligocän 685.
 Septarienthon 446, 678, 685, 694.
 Sequanien 603.
 Sequoia Couttsiae 675, 683.
 Serapistempel 465.
 Sericit-Adinol-Schiefer 402.
 Sericitglimmerschiefer, petr. Beschr. 403.
 Sericitgneiß 99.
 Sericitphyllit 406.
 Sericitporphyroid 402.
 Sericitschiefer, petr. Beschr., grüne, rote 406, 383.

- Serpentin 48, 96, seine Bildung 48, 206, 207, in der archaischen Formation 377, 384.
 Serpentinisierung 48, 96, 207.
 Serpentin sand 693.
 Serpula, kalkabscheidend 272, im Muschelkalk 530, amphisbaena 638, coacervata 598.
 Serpulit, seine Bildung 272, 309, im Purbeck 598, 600, 604, 602.
 Shasta-Gruppe 653.
 Shelly clay 726.
 Shohariesandstein 446.
 Sickerwasser, ihre Thätigkeit 194—217, metamorphosierend 345.
 Siderolithes 616.
 Sideromelan 96.
 Siebengebirge, seine Vulkane 709.
 Siebigeröder Sandstein 471.
 Siegerner Grauwacke 444, 446.
 Sigillaria im Devon 429, im Carbon 454, im Culm 470, im Rotliegenden 494, aufrecht stehende Sigillarienstämme 479.
 Sigillarienstufe, -zone 467, 470.
 Silber, gediegenes, im Präcambrium 393, Entstehung durch Reduction 268, Silbererzgänge von Freiberg, von Schneeberg 388, von Kongsberg 389, am Lake Superior 398, von Andreasberg 448; S. im Kupferschiefer 504, im New red sandstone 548.
 Silbernaaler Zug 484.
 Silicate, ihre Wasseraufnahme 193, Zersetzung 203, ihre Bildung aus Sickerwassern 209—216.
 Sillimanitgranulit 400.
 Silt, Entstehung 237.
 Silur, Silurformation 368, 406, 418.
 Sinter, seine Entstehung 213.
 Sinterkohle 54.
 Siphonia 616.
 Siphoneen im Silur 407.
 Sivatherium 705.
 Siwalikformation 705.
 Skandinavien, Hebung und Senkung seiner Küsten 463, 720, seine Gletscher 246, 252, zur Glacialzeit 712, 715, 716, 719, 721, 724.
 Skapolith als Contactmineral 295.
 Skiddaw-Graptolithenschiefer 417.
 Skolezit in Blasenräumen 210.
 Skythische Trias 552.
 Sodagranit 59.
 Söhlige Schichtenlage 322.
 Sölle 718.
 Söllinger Sand 674.
 Söterner Schichten 494.
 Sohlenstein im Muschelkalk 532, 534.
 Sohlfläche der Schichten 320.
 Sohlschiefer 478.
 Solenhofener lithographische Schiefer 588, 597, 598, 600.
 Solfataren 440.
 Solquellen 498, 245.
 Solva 402, 403.
 Sonnenbestrahlung, Einwirkung auf die Gesteine 494.
 Sordawalit 89.
 Sowerbyistufe 585.
 Spätiger Gyps 88.
 Spalten, ihre Entstehung durch Abbruch 472, durch Zusammenschub der Schichten 473, durch Erdbeben 483, ihre Ausfüllung 244, 344, ihre Bildung durch Einsturz von Höhlen 224, der Gletscher 247. Vgl. Gänge, Dislocationen, Verwerfungen.
 Spaltquellen, ihre Entstehung 224.
 Spaltung eruptiver Magmen 290, 340.
 Sparagmit 413, im Cambrium 398, 402.
 Spatangkalk 629.
 Spatangopsis 400.
 Spatangus Hofmanni 687.
 Spateisenstein, petr. Beschr. 43, seine Umwandlung in Brauneisenstein 204, seine Ausscheidung 243, im Silur 406, im Zechstein 509.
 Spatsand 409, 719.
 Speckstein, seine Bildung 203.
 Speeton clay, -thon 628, 630.
 Sperenberg, Bohrloch von 9, seine Salzlagerstätte 37, 508.
 Spermophilus altaicus 744.
 Sphaerexochus 415.
 Sphaerococcites granulatus 567.
 Sphaerodus 624.
 Sphärolithfels 67.
 Sphärolithische Structur 24, 62.
 Sphärosiderit 43, seine Umwandlung in Brauneisenstein 204, im Carbon 454, im Rotliegenden 490, im Lias 567, in der Kreide 614.
 Sphaerulites 617, 629, 639.
 Sphenophyllum im Devon 429, im Carbon 452, im Rotliegenden 490.
 Sphenopteris im Devon 429, im Carbon 454, im Rotliegenden, germanica 490, im Dogger 580.
 Spiegel 334, 349.
 Spilosite, petr. Beschr. 406, als Contactgebilde 300.
 Spinell, als Contactmineral 295.
 Spirifer, silurisch 410, devonisch 432, carbonisch 464, permisch 508, liasisch 563; S. cultrijugatus 432, 440, glaber 462, Hercyniae 440, 446, macropterus, Mercuri 444, 446, paradoxus 432, 440, 446, primaevus 444, 446, rostratus 572, speciosus 432, striatus 462, uncinatus 564, undulatus 508, Verneuli 432.
 Spirifer Verneuli-Schichten 439, 446.
 Spiriferenbank 533, 576.
 Spiriferensandstein 442, 446.
 Spiriferina fragilis, hirsuta, Mentzeli 528, 554, rostrata 574, Walcottii 570.
 Spiriferinenbank 533.

Spirigera 464, *oxycolpos* 564, *trigonella* 528, 554.
Spisasalz 700.
Spizzekalk 554.
Spondylus Buchii 683, *spinosus* 632, 638, 639.
 Spongien, gesteinsbildend 308, im Silur 407, im Malm 589, in der Kreide 646.
 Spongienriffe 312, 604.
 Spongitenkalke, ihre Bildung 308, im Malm 588, 589, 595, 604, 602.
 Spratzige Lava 449.
 Springfluten bei Erdbeben 488.
 Springquellen, intermittierende 458, 459.
 Sprudel, Karlsbader 457, 458.
 Sprudelstein 458.
 Sprunghöhe, Sprungkluft 330 (vergl. Dislocationen und Verwerfungen).
 St. John-Group 402, 405.
 St. Louiskalk 477.
 St. Ouen, Süßwasserkalke von 670.
Stachannularia 452.
 Stämme, aufrecht stehende, im Carbon 478, 479, im Purbeck 599, im Tertiär 684, verkieselte 494.
 Staffelbruch 472, 475, 334.
Stagonolepis 546.
 Stahlquellen 216.
 Stalagmiten, Entstehung 244.
 Stalaktiten 44, Entstehung 458, 243, von Erzen 424.
 Stassfurt, seine Steinsalzlagerstätte 37, 39, 507.
 Stauffälle, -winde, lößbildende 263.
 Stauchungen, glaciale 748.
 Stauria 408.
 Staurolithphyllit, petr. Beschr. 405.
 Stauungsbeben 490.
 Stauungsmetamorphose 478, 344.
 Stegocephalen im Carbon 464, im Rotliegenden 493.
Stegosaurus 592, 644.
 Stehende Falten 326.
 Steile Gänge 349.
 Steinkohle, petr. Beschr. 51, organische Structur 477, in Anthracit umgewandelt 276, 293, ihre Entstehung 274, 278, siehe Steinkohlenflötze.
 Steinkohlenflötze 51, ihre Bildung 477—480, ihr Material 54, 278, im Carbon 454, 466—480, im Rotliegenden 490, 495, 496, 497, im Keuper 535, 539, 540, 542, 546, 558, im New red sandstone 546, im Lias 566, 578, im Dogger 580, in der Kreide 644, 623, im Wealden 623.
 Steinkohlenformation 449.
 Steinkohlengebirge, productives 466—480.
 Steinöl, siehe Petroleum 53, 276, 429, 678.
 Steinsalz 36, 37, von Sperenberg, Stassfurt 37, seine Auflösung und Wegführung 497, 220, Entstehung der Stein-

salzablagerungen 304, im Silur 407, im Carbon 454, im Zechstein 504, 505, im Buntsandstein 520, im Muschelkalk 525, 534, 532, im Keuper 535, 539, 540, in der alpinen Trias 560, im Purbeck 598, im Tertiär von Kalusz, Wieliczka 497, 699.
 Steinsalzpsedomorphosen 302, 320, 524, 539.
 Steinwerkzeuge im Diluvium 745—749.
 Steinzeit, diluviale 746.
 Stengelgneiß 97.
Stenopelix 624.
Stenopora im Zechstein 503.
Stephanoceras Humphriesianum 583.
 Steppenfauna der Diluvialzeit 740.
 Steppenriesel 744.
Sterculia labrusca 683.
 Sternberger Kuchen 687.
 Stettiner Sand 685, 686.
 Stickstoff, den Vulkanen entströmend 456, 284, in den Sickerwassern 494, 495.
Stigmaria ficoides im Devon 429, im Carbon 456, 457, im Culm 466, im Rotliegenden 494.
 Stigmariaschiefer 478.
 Stilbit in Blasenräumen 240, auf Gängen 242, 449.
 Stinkkalk 44, im Zechstein 504.
 Stiper stone-Stufe 447.
 Stirnmoränen 254, 720.
 Stockbridge-Kalk 423, 425.
 Stockdale-Schiefer 447.
 Stockförmige Einlagerungen, Stöcke 289, 320, 338, 339.
 Stocklaccolithen, ihre Entstehung 289, 340.
 Stockscheider 60, 340, 387.
 Stockwerk von Geyer u. Zinnwald 387.
Stomechinus im Malm 589.
 Stonesfield-Slates 584, 587.
 Stony Creek-Schichten 487.
 Storaxbäume im Tertiär 695.
 Stoßförmige Erdbeben 482.
 Stoßlinien, Stoßpunkte der Erdbeben 490.
 Strahlsteinschiefer 46, aus Diabastuff entstanden 298.
 Stramberger Schichten, Kalke 598, 600.
 Stranddünen 264.
 Strandlinien, -wälle, ihre Verschiebungen 462, 463, 474, 244.
 Strandterrassen 462.
Straparollus pentangulatus 462.
Stratiotes 720, 735.
 Stratovulkane, siehe Vulkane.
 Streckung von Petrefacten, Geröllen 478, 479.
 Strehlemer Mergel, Pläner 643, 654.
 Streichen der Schichten 324.
Streptelasma 408.
Streptorhynchus umbraculus 432.
 Striata-Kalk 532.
Stricklandia lirata 449.

Stringocephalenkalk, -stufe, -schichten 444, 442, 446.
 Stringocephalus Burtini 432, 438.
 Strix nyctea 740.
 Ströme, siehe Flüsse.
 Strokr 159.
 Stromatoporenriffe 418, 425.
 Stromatoporiden im Silur 446, im Devon 430.
 Strontianit in der Kreide 656.
 Strophalosia Goldfussi 503.
 Strophomena im Silur 440, depressa 412.
 Struktur der Gesteine 23, glasige, porphyrische 287, vollkrystalline (holokr.), körnige (hypidiomorphe) 290, skelet-, bienenwabenartige 299.
 Strudellöcher 719.
 Stubensand, -sandstein 539, 540, 684.
 Stürme, ihre Thätigkeit 239, 257—262.
 Stufen, geologische 366.
 Stuttgarter Werksandstein 539.
 Styliua im Muschelkalk 530, limbata 595.
 Stylolithen 526.
 Subappenninschichten 693, -formation 704.
 Subbullatusschichten 563.
 Subcarbon, subcarbonische Formation 368, 465, 467, 474.
 Sublimationsproducte der Vulkane 440, 443, 448.
 Submarine Ausbrüche von Vulkanen 434, Torfmoore, Wälder 466.
 Subrobustusschichten 562.
 Succinea oblonga 737.
 Succussorische Erdbeben 482.
 Sudmergestein 638.
 Süßwasserconchylien im Diluvium 720, 724, 725.
 Süßwasserkalk von St. Ouen 670, von Brie 676.
 Süßwassermolasse, untere 677, obere 702.
 Süßwasserquarz, petr. Beschr. 45.
 Sulfate, ihre Entstehung 202, in Sickerwassern 209, 212, 218, durch Organismen reduziert 267, 269.
 Sulfatgesteine 38.
 Sumpferz, petr. Beschr. 49.
 Sumpfgas durch Verwesung 274, 276.
 Superga, Serpentinande 693.
 Sus major 705, scrofa 735.
 Sutan 483.
 Syenit, petr. Beschr. 69, seine Verwitterung 203, Entstehung, Contactmetamorphose 289, 295—297, im Urschiefer 386.
 Syenitgranitporphyr, petr. Beschr. 64.
 Sylvin 508, 700.
 Symmetrisch-lagenförmige Gangstruktur 347.
 Synklinale, Synklinallinie, Synklinaler Schichtenbau 325.
 Synklinalthal 229.
 Syringophyllum 408.

Syringopora 408.
 Systeme, geologische 357, 363, 366.

T.

Tachylit, petr. Beschr. 96.
 Taeniodon Ewaldi 536, 544.
 Taeniopteris abnormis, multinervis, im Rotliegenden 494, im Dogger 580.
 Tafelschiefer, petr. Beschr. 449.
 Talchir-Conglomerat 487.
 Talkgneiß 375.
 Talkschiefer 47, 382.
 Tambacher Schichten 495.
 Tangkohle 407, 429.
 Tanner Grauwacke 444, 446, 474.
 Tapanhoancanga, petr. Beschr. 444.
 Tarannonschiefer 447.
 Taube Gänge 346.
 Taunusphyllit 446.
 Taunusquarzit, -schiefer im Devon 444, 446.
 Taunusschotter 740.
 Tausendfüße im Carbon 463.
 Taxocrinus im Silur 410.
 Taxodium distichum 704.
 Taxoxylon Göpperti 683.
 Tectonische Gebirge, ihre Entstehung 474. Erdbeben 490, Täler 229.
 Tectonische Geologie 2, 348.
 Tectonische Metamorphose 478, 344.
 Tegel 693, 698, 699.
 Teleosaurus im Lias 569, im Dogger 584, im Malm 590.
 Telerpeton 546.
 Tellina calcarea 719, crassa 697, solidula 720, 723.
 Tellur und Gold führende Gänge von Siebenbürgen 714.
 Temperatur, Zunahme nach dem Erdinneren 8, 456, Heraufrücken der Temperatur des Erdinneren 344.
 Tentaculiten im Silur 442, im Devon 432.
 Tentaculiten-Knollenkalk 424, 438.
 Tentaculitenschiefer 440, 444, 443, 446.
 Tenuilobatusschichten 600.
 Tephrite, petr. Beschr. 89, 95, im Tertiär 709.
 Terebellum fusiforme 667.
 Terebratelbank 309, 532.
 Terebratelkalk 525, 534.
 Terebratella 646.
 Terebratula, im Zechstein 503, im Muschelkalk 528, im Lias 568, im Dogger 580, in der Kreide 646; T. angusta 554, Aspasia 578, Becksii 638, carnea 636, cycloides 528, digona 584, diphyia 597, diphyoides 629, Ecki 528, 534, elongata 503, 542, grandis 687, gregaria 560, humeralis 603, janitor 598, impressa 593, Moutoniana 628, numismalis 574, obesa 637, oblonga 624, pectunculus 593, semiglobosa

- 632, 638, subsella 593, tamarindus 624, vulgaris 528, 537, 554.
Terebratulina biplicata, chrysalis 638, depressa 638.
Termatosaurus 544, 545.
 Termiten im Carbon 463.
 Terra Rossa, ihre Entstehung 200.
 Terrassen Norwegens 463, 722, 723, Schottlands 464, 723, der Flüsse 232, 238, 734, 739.
 Terrestre Facies 359.
 Terrigene Absätze 243.
 Tertiärformation 364, 658.
 Teschenit 86.
 Tetarata 459.
 Teufelslöcher, ihre Entstehung 224.
Textularia in der Kreide 646, 634, im Tertiär 698.
 Textur, siehe Structur.
 Täler, ihre Bildung 226, tectonische, Quer- und Längenthäler 229.
Thalassemys 590.
 Thalassitenschichten 576.
 Thalbildung 492, 226, 229, 230, 233, durch Gletscher 258.
 Thalgebiet der Flüsse 230—232.
 Thalsand 723, 724.
 Thalseen, ihre Entstehung 230.
Thamnastraea im Muschelkalk 530, im Malm 589, 595, in der Kreide 646, *concinna*, *prolifera* 595.
 Thanetsand 664.
Thaumatopteris Münsteri 544.
Theca, cambrisch 400, silurisch 412.
Thecidea 646.
Thecosmilia 595.
 Thermen 444, 457, ihr Mineralgehalt 244, 246, 220, 225.
 Tholeier Schichten 494.
 Thon 416, seine Entstehung 203, 206, 303, im Buntsandstein 520, im Keuper 535, im Lias 566, im Dogger 579, in der Kreide 613, 632.
 Thoneisenstein, petr. Beschr. 43, im Lias 566, im Dogger 579, s. unter Sphärosiderit.
 Thongallen 520.
 Thongesteine, Strukturverhältnis 24, Gesteinsklasse 445.
 Thonglimmerschiefer, petr. Beschr. 404.
 Thonplatten 532.
 Thonsalz 36.
 Thonschiefer, petr. Beschr. 418, seine Contactmetamorphose 296, Entstehung 303, im Präcambrium 392, im Cambrium 398, im Silur 406, im Devon 427, im Carbon 450.
 Thonschiefernädelchen 405, 419.
 Thonstein 420, im Rotliegenden 499.
 Thoulet'sche Flüssigkeit 25.
Thracia Phillipsi 624, 628.
Thrissops 590, 597.
 Thüringisch-sächsisches Tertiär 679.
Thuites 536.
 Thuringit 406, 424, 425.
 Tiefenerosion 226.
 Tiefengesteine 285, 289.
 Tiefenstufe, geothermische 9.
 Tiefseeschlamm, -thon 303.
 Tiere, verwesende, reducierend 268, Kalk abscheidend 269, s. unter Faunen, Pflanzen, Organismen.
 Tierfährten 320, 494, 522, 676.
 Tigersandstein 524.
 Till 726.
Tillodontia 673.
Tillotherium 673.
 Tinguait 73, 294.
Tinoceras 673.
Tiphys horridus 704.
 Tirolische Stufe der Trias 552.
Tirolites Cassianus 554.
 Titanit 69, als Contactmineral 295.
Titanotherium 673.
 Tithon 595, 597, 609.
 Toarcien 587.
 Töpferthon, petr. Beschr. 446.
 Tonalit 76, seine Contactmetamorphose 295.
 Tongerische Stufe der Schweiz 677.
 Tonnlägige Gänge 349.
 Tonto-group 405.
 Topasierung 300.
 Topas als Contactmineral 300.
 Topfstein 48.
 Torer Schichten 558.
 Torf, 50, Bildung und Zusammensetzung 275, 276, submariner 466, interglacialer 720, 730, 734, 733, 735, von Utznach und Dürnten 730, 735.
Tornoceras simplex im Devon 434.
 Torridonian 395.
 Torridonsandstein 395.
 Tortonien 693.
 Torulosus-Schichten 585.
 Tosca, petr. Beschr. 422.
 Totes Meer, sein Salzgehalt 306.
 Totliegendes, siehe Rotliegendes.
 Tournaisien 469.
 Tourtia 624, 632, 639, 643.
Toxaster 646, *complanatus* 624, 629.
Toxoceras 648.
Trachyceras Aon 552, 555, *Aonoides* 552, 557, *Archelaus*, 552, 553, 555.
 Trachyt, petr. Beschr. 74, Entstehung 288, seine Contactmetamorphose 292, 293, im Tertiär 707, 744.
 Trachytbimsstein 72.
 Trachytconglomerat 422, 708, 744.
 Trachytkegel 454.
 Trachytobsidian 72.
 Trachytpechstein 72.
 Trachyttuff 424, 708, 744.
 Transgression der Schichten 470, 243, 334, des Malm 604, der oberen Kreide 644.

Transmutations-Theorie 354.
 Transportierende Kraft der Gewässer 236, 239, des Meeres 243, der Winde 446, 260, des Eises 253, 717, 718.
 Transversale Dislocationsbeben 490, Schieferung 477.
 Transversarius-Schichten 600, 602.
 Trapa Credneri 683.
 Trappgranulit, petr. Beschr. 400.
 Trass 422, 708.
 Travertin, petr. Beschr. 42, als Quellsatz 458, 246, seine Ablagerung durch Organismen 265, moyen 676.
 Tremadictyon reticulatum 595.
 Tremadoc 447, von Leimitz 424, 425.
 Trematosaurus Brauni 522.
 Tremblores 482.
 Tremolit als Contactmineral 296.
 Trentonkalk 423, 425.
 Treppenförmiger Schichtenbau 472, 334.
 Triasformation 367, 546, deutsche 547, 542, englische 545, amerikanische 546, alpine 549, 553, pelagische Facies der T. 549, 552, 562.
 Trichasteropsis im Muschelkalk 530.
 Trichite 32, 63.
 Triconodon 593, 598, 644.
 Trienbacher Schichten 495.
 Triglyphus 537.
 Trigonia im Jura 568, im Dogger 580, im Malm 589, in der Kreide 647; aliformis 637, caudata 628, clavellata 593, 603, costata 584, interlaevigata 584, 586, limbata 637, navis 582, 586, scabra 632.
 Trigonodus Sandbergeri 528, 534, 533.
 Trigonodusschichten 534.
 Trigonosemus 646.
 Trilobiten im Cambrium 398, im Silur 443, im Devon 434, im Carbon 463, im Perm 543.
 Triloculina 685, 698.
 Trinucleus 444.
 Trinucleuskalk 449, 425.
 Trionyx 626.
 Tritylodon 549.
 Trochitenkalk, seine Abscheidung 309, im Muschelkalk 525, 532, 534.
 Trochoceras im Silur 443.
 Trochosmia 646.
 Tropfstein, seine Ausscheidung 243.
 Trümer 24, 349, 350.
 Trümmergesteine 24, 34, 408, Entstehung 302.
 Trümmerbalden 233.
 Trümmerkalk 649.
 Trümmerporphyr 63.
 Trümmerstruktur 402.
 Truncatulina im Oligocän 685.
 Tschernosem, petr. Beschr. 447.
 Tubicaulis im Rotliegenden 494.
 Tuffe, Gesteinsklasse 420, 446, Entstehung 260, 288, 342, im Rotliegenden 499,

Wengener, der alpinen Trias 564, im Tertiär 707, 708.
 Tullstroper Schreibkreide 649.
 Turbaco 280.
 Turbinolia 639, sulcata 667.
 Turbo im Zechstein 504, solitarius 558.
 Turmalingranit 60, in der alpinen Trias 562.
 Turmalingranulit 400.
 Turmalinhornfels, als Contactgestein 300.
 Turmalinschiefer, petr. Beschr. 406, als Contactgestein 300.
 Turon 367, 632, 638, 639, 642.
 Turonien 639.
 Turrilites 648, costatus 632, 638, 639, plicatus 636, 638, tridens, tuberculatus 638.
 Turritella hybrida 668, imbricataria 667, 668, minuta 602, terebellata 667, turris 702.
 Tutenmergel 24, 567.
 Typhis pungens 667.

U.

Uddevalla 724.
 Überfallsquellen, ihre Entstehung 224.
 Übergangsgebirge 394.
 Übergreifende Lagerung 243, 334.
 Übergussschichtung 342.
 Überkipfung 323, 326, am Harze 428, 654, im Teutoburger Walde 655, glaciale 257, 748.
 Überlagerung, concordante, discordante 333.
 Überschiebung 475, 330, 332, lausitzer 654.
 Uferwälle, vorgeschobene 240, 244.
 Uinta-Gruppe 673.
 Uintatherium 664, 673.
 Ullmannia Bronni 268, 502.
 Ulmus 694, 702.
 Umbra 50.
 Umformung der Gesteine 476, 478, 479, siehe unter Contactmetamorphose und Dynamometamorphose.
 Umlagerung, mantelförmige 334.
 Umlaufender Schichtenbau 329.
 Umwallungen, ringförmige, der Vulkane 432.
 Umwandlungen durch vulkanische Dämpfe 444, wasserfreier Mineralien in wasserhaltige 496, 200, der Schwefelmetalle in schwefelsaure Metalloxyde 202, des Olivines in Serpentin 207, s. unter Contactmetamorphismus und hydrochemische Prozesse.
 Uncites gryphus 432.
 Underclay 478.
 Undulatorische Erdbeben 482.
 Ungleichförmige Parallelstruktur 349, Lagerung 333.

Ungulitensandstein 403.
 Undercambrium 400, 404, 402.
 Undercarbon 465, 467, 474.
 Unicardium anceps 528.
 Unio im Purbeck 598, waldensis im Wealden 624, im Diluvium 720.
 Unterdevon 436, 440, 444, 443, 446.
 Untereocän 664, 668.
 Unterer Jura 565, 566.
 Unterlauf der Flüsse, der Thäler, seine Verlegung 234, 232.
 Unteroligocän Englands 673, Norddeutschlands 674, 683, 688, des Pariser Beckens 675, des Elsass 678, von Egelu 683, 688.
 Unterpläner, -quader 634, 643, 650.
 Unterseeische Vulkane 434.
 Untersenon 637.
 Untersilur 416—425.
 Upper chalk 643.
 Urach, sein vulkan. Gebiet 436.
 Uralitdiabas 86.
 Uralitdiorit 76.
 Uralitisierung 76, 80.
 Urgebirge 373.
 Urgneißformation, s. Gneißformation.
 Urgonien 630.
 Urkalk 377.
 Urmensch 744—750.
 Urocordylus im Carbon 464, im Rotliegenden 494.
 Ursprünglich krystallinische Entstehungsweise 346.
 Ursprungsort der Erdbeben 485, 486.
 Ursus arctos 744, 747, priscus 737, spelaeus 720, 735, 739, 744, 748.
 Urthonschiefer 404.
 Urvierfüßler 464, 493.
 Uticaschiefer 423, 425.
 Utnach, seine Schieferkohle 730, 735.

V.

Vaal-Conglomerat 487.
 Vaginatenkalk 449, 425.
 Valengien 629, 630.
 Valvata piscinalis 720, 724.
 Variansschichten 367.
 Variolen im Diabas 85.
 Variolit 85.
 Variscischer Gebirgszug 484.
 Venericardia planicosta 667, 668.
 Ventriculites 646.
 Venus clathrata 702, multilamellata 697, umbonaria 696.
 Verdrückung von Gängen 349.
 Vereisung, Vergletscherung Skandinaviens und Norddeutschlands 742, 725, Britanniens 726, der Alpen 727, Süddeutschlands 728, Nordamerikas 734 (s. Glacialgebiete).
 Verkohlungsprocess 273, 477, Beschleunigung desselben 276, 293, 478.
 Verkokung 293.
 Verlegung der Flüsse 232, in der Eiszeit 722.
 Vermiporellen, Kalk absondernd 273, 308, im Silur 407.
 Verneuili-Sandstein, -Schichten 439, 446.
 Verrucano 473.
 Verschiebungen der Strandlinien 462, positive, negative 474, von Gängen 354, der Pole 694.
 Verwerfer 350.
 Verwerfungen, -spalten 472, 474, 475, 330, 350, durch Erdbeben 482, durch Auslaugung 224.
 Verwitterung 475, 203.
 Verwitterungsboden 208.
 Vesullian 586.
 Vesuv 427, 432, 445, 446, 454.
 Vesuvian als Contactmineral 295, 296.
 Vielfraß 740.
 Virgula-Schichten 603.
 Virgulien 600.
 Viridit 83, seine Bildung 206.
 Viséen 469.
 Vitriolisierung 202, 209, 212.
 Vitrophyr 65.
 Vögel im Malm 592, in der Kreide 618, im Oligocän 676, im Diluvium 745, 746.
 Vogelsgebirge 709.
 Vogesen als Bruchgebirge 472.
 Vogesit 74, 294.
 Vollkrystalline Structur 22, 290, Gesteine, Entstehung 285.
 Voltzia heterophylla 524, Liebeana 502, Weismanni 527.
 Voltziensandstein 523.
 Voluta athleta 667, Bolli 704, crenulata 667, decora 683; depressa 668, nodosa 666.
 Vorriffzone 342.
 Vulkanberge, zusammengesetzte 434, 709.
 Vulkane 425, 426, geschichtete, Untergrund, Material ders. 428, Aufbau, Entstehung ders. 429, 446, 455, unterseeische 434, räumliche Verknüpfung ders. 437, auf Spalten, an Küsten, auf Inseln 438, 439, erloschene (ruhende) und thätige 439, normale Thätigkeit 442, Exhalationen von Gasen und Dämpfen aus dens. 442, 444, ihre Eruption 444, homog., massige Vulk. 454, ihre Structur 453, ihre Entstehung 454, 228, im Tertiär 706.
 Vulkan-Embryonen Schwabens 436.
 Vulkangebirge, ihre Entstehung 434, 474, im Tertiär 706.
 Vulkangruppen 437.
 Vulkaninseln 44, 434, 437.
 Vulkanische Asche 409, 445, ihr Transport durch Winde 260.

Vulkanische Auswürflinge 109, 131, 136, 143, 144, 342.
 Vulkanische Dämpfe 140, 142, 144, Umwandlungsproducte durch dies. 144.
 Vulkanische Erdbeben 144, 189.
 Vulkanische Gesteine 285, ihre Entstehung 287, ihre Contactmetamorphosen 291—295.
 Vulkanischer Sand 108, Schutt 109, 129, Entstehung desselben 129, 145.
 Vulkanismus 124.
 Vulkankegel und Vulkankuppen, siehe Vulkane.
 Vulkanreihen 137.
 Vulkanruinen 132.

W.

Wachskohle 51, 680.
 Wackenthon, seine Entstehung 208.
 Waderner Schichten 494.
 Wälder, versunkene, submarine 166.
 Wärmezunahme nach dem Erdinneren 8.
 Wahsatch-Gruppe 673.
 Walchia filiciformis, piniformis 494.
 Waldenburger Schichten, Hangendzug 467, 474.
 Waldheimia angusta 528, digona 584, impressa 593.
 Walkerde, petr. Beschr. 116.
 Wallriffe 271.
 Wanderblöcke s. erratische Blöcke.
 Wanderungen der Floren und Faunen als Folgen der Oscillationen 169, 356, 704, der Dünen 261.
 Warsaw-Kalk 477.
 Wasser, seine Verteilung auf der Erdoberfläche 11, seine nivellierende Thätigkeit an Vulkankegeln 133, seine Beteiligung bei Eruptionen 139, 144, 155, 283, bis zu dem glutflüssigen Erdinnern gepresst 155, 156, 284, sein Ausbruch bei Erdbeben 184, geolog. Thätigkeit, Aufgabe 191, einschneidend 192, 226, auflösend, transportierend 157, chemische Thätigkeit 194, 209, Kohlensäure und Sauerstoff haltend 194, 201, 203, von Anhydrit aufgenommen 200, seine mechanische Thätigkeit 191, 222, 225, Metamorphose durch seine Einwirkung 200, 315. Siehe auch Erosion, Denudation und Zersetzungen.
 Wasserdampf als vulkan. Exhalation 140, 142, 144, 145, 146, 284.
 Wassereis 36.
 Wasserfälle, Erosion durch W., ihr Zurückschreiten 227.
 Wasserfreie Mineralien in wasserhaltige umgewandelt 200.
 Wasserscheide, ihre Bildung 232.
 Wasserstoffgas, den Vulkanen entströmend 142, 284.

Water lime 422, 425.
 Waulsortien 469.
 Wealdclay 624, 626.
 Wealden, Wealdenformation 367, 643, 620, 622, 629, 630.
 Wealdenkohle 644, 623.
 Wealdensandstein 623.
 Wealdenthon 624.
 Wechsel (Überschiebung) 330.
 Wechsellagerung mariner und Süßwasserbildungen 169, der Sedimentärgesteine 302, auskeilende 322.
 Weinfelder Maar 136, 707.
 Weißer Jura 588.
 Weißliegendes 489, 490, 496.
 Weißstein, petr. Beschr. 99.
 Wellendolomit 526, 531, 533.
 Wellenförmige Erdbeben 182.
 Wellenfurchen 169, 302, 320.
 Wellenkalk 525, 531, 532.
 Wellensandstein 526.
 Wemmelien 664.
 Wengener Schichten 552, 553, 555, Tuffschiefer 561.
 Wenlock-Group, W.-Kalk 417, 425.
 Werfener Schichten, Schiefer 551, 553.
 Werksandstein, Stuttgarter 539.
 Werkzeuge, menschliche, im Diluvium 747—749.
 Wernsdorfer Schichten 629, 654.
 Wesenbergsche Schicht 425.
 Westerwald 709.
 Westfälisches Steinkohlengebirge 469.
 Wetter, schlagende 272.
 Wettersteinkalk 557.
 Wetzschiefer, petr. Beschr. 106, 119.
 Weyborne Crag 727.
 Wherlit 96.
 White crag 693, 703.
 White River-Gruppe 673.
 Wichita-beds 513.
 Wichtisit 89.
 Widdringtonites Keuperianus 540.
 Widersinniges Einfallen 325, 330.
 Wiederaufreißen der Gänge 345.
 Wieder Schiefer 441, 446.
 Wieliczka, Steinsalzlager von 37, 197, 700.
 Wiener Becken 696, -Sandstein 641, 646.
 Wiesentorf 50.
 Wildes Kohlengebirge 497.
 Willemitt in der Gneißformation 379.
 Wilmsdorfer Schichten 539.
 Winde, ihre geologischen Wirkungen 260.
 Windschliffe 264.
 Windungen, gekrösartige, der Schichten 329.
 Wisingsögruppe 396.
 Wismutherzgänge 389.
 Wissenbacher Schiefer 439, 440, 442, 446.
 Wolga-Stufe 610, obere 652.
 Wollastonit als Contactmineral 295.
 Wollackähnliche Granitblöcke 204.
 Woolhope beds 413, -Kalk 417.

Woolwich series 664.
 Würmer, kalkabscheidend 309.
 Wüsten, ihre Dünen 262.
 Wüstensalz 37.
 Wurzelhorizonte 478.
 Wurzelröhren im Löß 263.

X.

Xenacanthus Decheni 493, 510.
 Xenodiscus 543.
 Xenomorphe Gesteinsbestandteile 290.
 Xiphodon 675.

Y.

Yellowstone, Geysirs 457, 460, 266.
 Yoldia arctica 719, 723, 726, pygmaea 723.
 Yoldienthone 719, 723, 725, 726, 733.
 Yprésien 664.

Z.

Zamites im Keuper 536, im Lias 567, im Dogger 580, distans 544.
 Zancloclon laevis 537, 544.
 Zancloclonschichten 539.
 Zapfquellen 224.
 Zaphrentis im Devon 430, im Carbon, cornucopiae 459.
 Zechstein, Zechsteininformation 368, 300, 502.
 Zechsteinconglomerat 504.
 Zeichenschiefer, petr. Beschr. 449.
 Zeit (Zeiträume), als geologischer Factor 280, 657, 662.
 Zeitalter, geologische 364.
 Zellendolomit 43, 534.
 Zellenkalk 42.
 Zellerfelder Zug 484.
 Zellige Structur 24.
 Zeolithe im Phonolith 74, 244, in Blasenräumen 210, auf Gängen 211, 212, 346, im New red sandstone 548.
 Zerschlagen von Gängen 349.
 Zersetzung durch Wasser 493, 496, 203, accumulierende 204, der Schwefelmetalle 202, 216, der Silicate 203, 209, der

Granite und Syenite 203, des Orthoklases 204, des Porphyres, des Sanidines, Oligoklases 205, des Labradores, Augites, der Hornblende 206, des Olivines 207, des Basaltes 208, des Phonolithes 244, Z. durch Solfataren 444, durch Organismen 267.
 Zerspratzung von Gesteinsfragmenten 292.
 Zertrümmern von Gängen 349.
 Zillysandstein 638.
 Zinkblende in Höhlen 244, ihre Bildung 202, 267.
 Zinkerze im Gneiß 378, im Silur 406, im Devon 447, im Carbon, von Aachen 485, im Muschelkalk 526.
 Zinkvitriol, seine Bildung 202.
 Zinnerze im Granit, 300, 345.
 Zinnerzlagerstätten 300, von Geyer und Zinnwald 387.
 Zinnober als vulkan. Product 440, im Rotliegenden 500.
 Zinnseifen 409.
 Zinnstein als Contactmineral 300.
 Zinnwald 300, Stockwerk von 387.
 Zinnzwitter 300, 387.
 Zirkonsyenit, petr. Beschr. 73, in nordischen Geschieben 717.
 Zlambacher Schichten 553, 560.
 Zobtenit 407.
 Zoisit als Contactmineral 296.
 Zoisitamphibolit 407, 376.
 Zonites praecursor 735.
 Zoogene Sedimentgesteine 270, 304, 307—344.
 Zopfplatten 585.
 Zorger Schiefer 471.
 Zuckerkorn im Jura 604.
 Zuider See 466.
 Zusammengesetzte Vulkanberge 434.
 Zusammenscharung von Gängen 349.
 Zusammenschub, Zusammenstauchung der Schichten zu Falten 472, 473, glacialer 748.
 Zweiglimmer-Granite 59.
 Zweiglimmerige Gneiße 98.
 Zwerglöcher 576.
 Zwergpfeifhase 740.
 Zwickauer Kohlenfeld 472.
 Zwischenmasse (glasige) 34, 62, 87, 89, 287, 288.
 Zwitter 300, 387.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

To avoid fine, this book should be returned on
or before the date last stamped below

302-12-00-25100

--	--	--

DDU .C7812 ed.8
Elemente der Geologie.

C.1

Stanford University Libraries



3 6105 032 263 191

STANFORD UNIVERSITY LIBRARY
Stanford, California

